



**TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DRESDEN**

Fakultät Umweltwissenschaften, Professur für Geodätische Erdsystemforschung

Untersuchung von Fließgeschwindigkeit und Frontlage der großen Ausflussgletscher Grönlands mittels multitemporaler Landsat-Aufnahmen

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

vorgelegt von

Dipl.-Ing. Ralf Rosenau

geboren am 2. Oktober 1983 in Hoyerswerda

an der Fakultät Umweltwissenschaften
der Technischen Universität Dresden

Gutachter:

Seniorprof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich, Technische Universität Dresden

Prof. Dr.-Ing. habil. Hans-Gerd Maas, Technische Universität Dresden

Prof. Dr.-Ing. habil. Matthias Braun, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg

Tag der Einreichung: 04. November 2013

Tag der mündlichen Prüfung: 30. Januar 2014

Das vorliegende Exemplar entspricht einer leicht überarbeiteten, ergänzten und von den Gutachtern genehmigten Version der Originaldissertation „Untersuchung von Fließgeschwindigkeit und Frontlage der großen Ausflussgletscher Grönlands mittels multitemporaler Landsat-Aufnahmen“.

Ralf Rosenau
Dresden, am 14. März 2014

Dank

Diese Arbeit wurde während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Planetare Geodäsie an der Technischen Universität Dresden angefertigt und entstand im Rahmen von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderter Projekte. Der größte Dank gebührt meinem Doktorvater Seniorprof. Reinhard Dietrich, der durch zahlreiche anregende Diskussionen und durch seinen wissenschaftlichen Arbeitsstil stets für neue Impulse während der Anfertigung dieser Arbeit sorgte. Die Zusammenarbeit mit Seniorprof. Dietrich hat mich fachlich enorm weiterentwickelt und nicht zuletzt menschlich stark bereichert. Darüber hinaus ermöglichte er mir zahlreiche Teilnahmen an internationalen Konferenzen sowie an Forschungsexpeditionen in Polarregionen, die mein Wissen über die Gletschergebiete erweiterten und mir einen Einblick in viele angrenzende Forschungszweige gewährten.

Weiterhin möchte ich Prof. Matthias Braun (Institut für Geographie der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg) und Prof. Hans-Gerd Maas (Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung der Technischen Universität Dresden) für das Lesen der Arbeit und die Übernahme der Gutachten danken. Einen großen Dank gilt dem U. S. Geological Survey (USGS), ohne deren offene Datenpolitik eine solche Arbeit nicht realisierbar wäre.

Einen besonderen Dank gilt Dr. Michael Bäßler und Dr. Ellen Schwalbe, die mir immer ein offenes Ohr schenkten und während vieler gemeinsamer Trainingseinheiten stets für den nötigen Ausgleich und neuen Antrieb sorgten. Auch möchte ich mich bei allen Kollegen vom Institut für Planetare Geodäsie für die freundschaftliche Arbeitsatmosphäre sowie der erhellenden technisch-fachlichen Diskussionen bedanken. Insbesondere möchte ich Dr. Mirko Scheinert danken, der mir die nötige Freiheit zur Abfassung der Dissertation gewährte.

Des Weiteren sei meinen Freunden gedankt, die mich durch ihr großes Interesse und steten Zuspruch für die Arbeit in den letzten Jahren stark unterstützt haben. Ganz besonders möchte ich mich bei meiner Familie und vor allem bei Josi bedanken, die durch ihre Liebe und Geduld wesentlich zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben - Danke!

Kurzfassung

Die Kryosphäre mit ihren großen Eisschilden und Gletschergebieten unterliegt seit einigen Jahrzehnten rasanten Veränderungen, deren Bestimmung überhaupt erst durch satellitengestützte Fernerkundungsmethoden ermöglicht wurde. Insbesondere die dynamischen Ausflussgletscher im Randbereich des Grönländischen Eisschildes verlieren an Eisdicke, ziehen sich zurück und zeigen eine beschleunigte Eisbewegung. Diese Arbeit widmet sich der Erstellung eines modular aufgebauten Monitoring-Systems zur überwiegend automatischen Bestimmung der Fließgeschwindigkeit und der Frontlage von Ausflussgletschern mit Hilfe von Landsat-Aufnahmen. Die frei verfügbaren Satellitendaten der Landsat-Mission sind dafür besonders geeignet, da sie nicht nur einen Beobachtungszeitraum von mehr als 40 Jahren umfassen, sondern nahezu im gesamten Bereich des Grönländischen Eisschildes mit einer hohen zeitlichen Auflösung vorliegen.

Durch die Kombination unterschiedlicher Bildzuordnungsverfahren wurden flächendeckende Fließgeschwindigkeitsfelder der Ausflussgletscher bestimmt. Neben einem verbesserten Verfahren zur Ausreißerfilterung in den bestimmten Fließgeschwindigkeitsfeldern wurde ein automatisches Verfahren zur Steigerung der Koregistrierungsgenauigkeit entwickelt. Dies beinhaltet u. a. die Verbesserung der Orthorektifizierung mit Hilfe eines aus ASTER-Daten (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) erstellten, hochauflösenden Geländemodells. Die Geschwindigkeitsfelder wurden weiterhin um das den Geschwindigkeitsfeldern überlagerte Streifenmuster korrigiert, das durch die leicht zueinander verschobenen Scanzeilen in den Landsat-7-Aufnahmen ohne Scanzeilenkorrektur verursacht wurde.

Neben der Bestimmung von Fließgeschwindigkeitsfeldern wurden zwei Verfahren zur Ableitung von Gletscherfrontlagen entwickelt. Der Fokus lag dabei auf der Bestimmung von Frontlagen in Eisfjorden, in denen Standardverfahren zur Gletscherflächenkartierung nur eingeschränkt nutzbar sind. Das erste Verfahren ermittelt die Gletscherfront anhand der Grauwertverteilung entlang mehrerer paralleler Profile, die im Übergangsbereich zwischen Eisfjord und Gletscherbereich liegen. Aus diesen Frontpositionen kann anschließend das Polygon der Gletscherfront vektorisiert werden. Das zweite Verfahren verfolgt einen Ansatz der überwachten Klassifikation, bei dem mit Hilfe von statistischen Texturmerkmalen die Segmentierung von Gletscherflächen erfolgt.

Eine nahezu vollständige Auswertung aller verfügbaren Satellitendaten des Landsat-Archivs wurde für den Randbereich des Grönländischen Eisschildes durchgeführt. Auf einer Fläche von etwa 500 000 km²

wurden für 302 Gletscher Fließgeschwindigkeitsfelder bestimmt. Die überwiegend im Zeitraum 1999 bis 2012 vorliegenden Geschwindigkeitsfelder besitzen eine räumliche Auflösung von 300 m×300 m. Für etwa ein Drittel dieser Gletscher wurden über den gesamten Landsat-Missionszeitraum von 1972 bis 2012 zusätzlich auch die zeitlichen Änderungen der Frontlage ermittelt.

Aus diesen Ergebnissen lassen sich sowohl der Langzeittrend als auch die saisonalen Variationen der Fließgeschwindigkeit und die Lage der Gletscherfront ableiten. Generell zeigen die Gletscher in Zentralwest-, Nordwest- und Südost-Grönland nicht nur höhere Fließgeschwindigkeiten im Vergleich mit den Gletschern in anderen Regionen Grönlands, sondern weisen oft auch ein deutlich beschleunigtes Fließverhalten auf. Die seit 1999 größten Veränderungen wurden am Jakobshavn Isbræ und am Upernavik Isstrøm im Westen sowie an einem Ausflussgletscher in der Køge Bugt im Südosten Grönlands beobachtet. Diese Gletscher zeigen einen jährlichen Geschwindigkeitsanstieg von mehr als 0,9 m/Tag. Neben den beobachteten Geschwindigkeitsänderungen ist häufig auch eine Variation der Frontlage zu beobachten. Gewöhnlich ist eine Beschleunigung des Gletschers mit einem Frontrückzug verbunden.

Darüber hinaus weist ein Großteil der Gletscher eine ausgeprägte saisonale Variabilität ihrer Fließgeschwindigkeit und ihrer Frontlage auf. Die über mehrere Jahrzehnte vorliegende Zeitreihe der bestimmten Fließgeschwindigkeiten ermöglicht im Besonderen die Detektion und die Untersuchung des zeitlichen Verlaufs von *Surge*-Ereignissen.

Abstract

Satellite remote sensing techniques are well-suited for the observation of ongoing changes in the cryosphere. Many outlet glaciers of the Greenland ice sheet currently show accelerated flow velocities and a significant surface lowering while sustaining a substantial retreat. An automatic monitoring system was developed in order to determine flow velocity fields and frontal positions of these outlet glaciers using Landsat data. The optical Landsat acquisitions of more than four decades are freely available and particularly suitable to study both the long-term and seasonal changes at the margin of the Greenland ice sheet.

Area-wide flow velocity fields were inferred by combining different image matching methods. The derived velocity fields can still be affected by outliers. Such outliers could be reduced by applying an enhanced filter approach. Furthermore, an improved coregistration scheme strongly increased the accuracy of each flow velocity vector. This includes the improvement of the orthorectification by utilizing high resolution surface elevations from ASTER data (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). The derived flow velocity fields can be superimposed by a prominent stripe pattern which was caused by small scan line shifts in Landsat 7 ETM⁺ data acquired after 2003. A correction scheme has been developed and was applied to all velocity fields.

In addition to the determination of flow velocity fields two methods for the derivation of glacier front positions were developed. In both approaches, priority was put on mapping the frontal position of marine-terminating glaciers in the presence of *ice mélange*. In these regions standard multi-spectral methods have only limited usability. The first method is based on the gray value distribution along parallel profiles that are located in the transition zone between the fjord and the glacier area. The second method follows a supervised classification approach by means of statistical textural feature analysis. The classified glacier area was used to extract the frontal position.

Nearly the entire available Landsat data for the Greenland ice sheet margin was utilized to infer flow velocities. For over 300 glaciers flow velocity fields covering a region of approximately 500 000 km² could be determined. The velocity fields have a spatial resolution of 300 m×300 m and are mainly available for the period between 1999 and 2012. Frontal positions and their changes back to 1972 could be derived for more than 100 glaciers.

The long-term as well as the seasonal variations can be inferred from the derived flow velocity fields. The outlet glaciers in central-west, north-west as well as south-east Greenland are the most dynamic areas in Greenland. Since 1999, the Jakobshavn Isbræ (west Greenland), the Upernavik Isstrøm (north-west Greenland) and an unnamed outlet glacier in the Køge Bugt (south-east Greenland) accelerated by more than $0,9 \text{ m/d yr}^{-1}$. The flow velocity variations are strongly correlated with changes in the frontal position. In most cases the accelerated flow velocities were observed together with a retreat of the glacier front. Generally, marine-terminating outlet glaciers show larger variations compared to land-terminating glaciers. In addition to the long-term behaviour most glaciers exhibit a strong seasonal variability in both surface flow velocities and frontal positions.

Furthermore, the long-term flow velocity information with a high temporal resolution can be used for the detection and detailed investigation of glacier surges.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	xiii
Tabellenverzeichnis	xv
Abkürzungsverzeichnis	xvii
1 Einleitung	1
2 Die Bedeutung der großen Ausflussgletscher und deren Monitoring	5
2.1 Der Grönländische Eisschild: Aufbau und Zustand	5
2.2 Ausflussgletscher und ihre Dynamik	8
2.3 Anforderung an das Monitoring polarer Ausflussgletscher	13
3 Das Landsat-Programm: Satelliten und Sensoren	17
3.1 Überblick	17
3.2 Opto-mechanische Scannersysteme des Landsat-Programms	19
3.2.1 Aufnahmeprinzip und Bildrektifizierung	19
3.2.2 Georeferenzierung und Katalogisierung	21
3.2.3 Radiometrische Eigenschaften	23
3.3 Multispektralsensoren der Landsat-Satelliten	24
3.3.1 Multispectral Scanner System – MSS	24
3.3.2 Thematic Mapper – TM	25
3.3.3 Enhanced Thematic Mapper Plus – ETM ⁺	25
3.4 Geometrische und radiometrische Sensorkalibrierung	26
3.5 Landsat-Standardprodukte	26
4 Verwendete Daten und Datenverwaltung	29
4.1 Landsat-Szenen	29
4.2 Höhenmodelle	31
4.2.1 GTOPO30	31
4.2.2 ASTER-GDEM-V2	31
4.3 Geschwindigkeitsfelder	32
4.4 Datenverwaltung	33
5 Zuordnungsverfahren in Bildpaaren	35
5.1 Normalisierte Kreuzkorrelation – NCC	36
5.2 Phasenkorrelationsverfahren	38

5.3	Least Squares Matching – LSM	39
5.4	Filterung von Zuordnungsergebnissen	41
5.4.1	Schwellenwertfilterung mittels Kreuzkorrelationskoeffizient	42
5.4.2	Nachbarschaftsanalyse	42
5.4.3	Adaptive, rekursive Gradiententechnik	43
6	Ableitung von Geschwindigkeitsfeldern	47
6.1	Gebietsdefinition und Auswahl geeigneter Szenenpaare	47
6.1.1	Zuordnungsmerkmale und Gebietsdefinition	47
6.1.2	Auswahl geeigneter Szenenpaare	48
6.2	Bildvorverarbeitung	50
6.2.1	Kanalauswahl	50
6.2.2	Zusammenfügen benachbarter Szenen	51
6.3	Koregistrierung und Georeferenzierung	52
6.3.1	Koregistrierung mittels Metainformationen	52
6.3.2	Bestimmung des Deformationsfeldes eines Bildpaares	53
6.3.3	Orthorektifizierung	54
6.3.4	Wahl und Genauigkeitspotenzial der Koregistrierungsmethode	57
6.3.5	Georeferenzierung	59
6.4	Bestimmung von Fließgeschwindigkeitsfeldern	59
6.4.1	Auswahl und Parametrisierung der Zuordnungsverfahren	59
6.4.2	Korrektion des Streifenmusters	63
6.4.3	Referenzierung und Filterung von Fließgeschwindigkeitsfeldern	65
6.4.4	Bestimmung von Deformationseigenschaften	66
6.4.5	Strategien für die Entwicklung eines optimalen Zuordnungsverfahrens	68
6.5	Fehlerbudget der abgeleiteten Fließgeschwindigkeiten	69
7	Ableitung von Gletscherfrontlagen	71
7.1	Überblick	71
7.2	Profilweise Bestimmung der Gletscherfrontlage	73
7.2.1	Szenenauswahl und Georeferenzierung	73
7.2.2	Bestimmung der Frontlageposition entlang eines Profils	73
7.2.3	Ableitung des Frontpolygons	75
7.2.4	Detektion fehlerhaft bestimmter Frontlagen	77
7.2.5	Genauigkeit der Frontlage	78
7.3	Bestimmung der Gletscherfrontlage mittels Texturanalyse	79
7.3.1	Merkmalsbestimmung und Merkmalsselektion	80
7.3.2	Auswahl und Training des Klassifikators	82
7.3.3	Klassifikation und Bewertung	84
8	Dynamik der grönländischen Ausflussgletscher	87
8.1	Gesamtgrönland	87
8.2	Regionen Grönlands	90
8.2.1	Nordwest-Grönland	90
8.2.2	Zentralwest-Grönland	97

8.2.3	Südwest-Grönland	103
8.2.4	Südost-Grönland	105
8.2.5	Zentralost-Grönland	108
8.2.6	Nord- und Nordost-Grönland	112
9	Zusammenfassung	115
	Literaturverzeichnis	119

Abbildungsverzeichnis

2.1	Geografische Einordnung Grönlands.	6
2.2	Einteilung der Gletscherregionen des Grönländischen Eisschildes.	9
2.3	Gleichgewichtsgeschwindigkeiten des Grönländischen Eisschildes.	9
2.4	Beispiele unterschiedlicher Formen der Ausflussgletscher.	10
3.1	Aufnahmegeometrie eines opto-mechanischen Scanners.	20
3.2	Fokalplatte des ETM ⁺ -Sensors.	21
3.3	Schematische Darstellung der mechanischen Korrektur der Scanzeilenaufnahme.	21
3.4	Atmosphärische Transmissivität und Multispektralbereiche der Landsat-Sensoren.	23
3.5	Beispielhafte Szenenausschnitte der drei Landsat-Sensoren.	25
4.1	Räumliche Abdeckung der genutzten Landsat-Szenen entlang der grönländischen Küste.	30
4.2	Szenenverteilung der Landsat-Szenen im Untersuchungszeitraum 1972–2012.	31
4.3	Aus RADARSAT-Daten abgeleitete Fließgeschwindigkeitsfelder im Bereich des Grönländischen Eisschildes.	32
5.1	Ablauf der Bildzuordnung mittels normalisierter Kreuzkorrelation.	37
5.2	Ablauf des Phasenkorrelationsverfahrens.	39
5.3	Schwellenwertfilterung anhand des Kreuzkorrelationskoeffizienten.	43
5.4	Nachbarschaftsfilterung am Beispiel des Jakobshavn Isbræ.	44
5.5	Schematische Darstellung der rekursiven, adaptiven Gradientenfilterung.	45
5.6	Rekursive, adaptive Gradientenfilterung am Beispiel des Jakobshavn Isbræ.	45
6.1	Gebietspolygon und typische Bildtexturen der Spaltengebiete.	48
6.2	Einteilung der Gebietspolygone entlang des Grönländischen Eisschildes.	49
6.3	Zeitliche Dekorrelation der Bildzuordnung in Abhängigkeit von der Zeitbasis.	49
6.4	Unterschiedliche Rückstreucharakteristiken in Abhängigkeit von den spektralen Bereichen.	51
6.5	Koregistrierung mittels flächenhafter Bildzuordnung in vergletscherten Gebieten eines Szenenpaares.	54
6.6	Geometrische Darstellung der Orthorektifizierung.	56
6.7	Reduktion des relativen radialen Geländeversatzes der Landsat-Standardprodukte.	58
6.8	Georeferenzierung der Landsat-Szenenpaare bzgl. einer Basisszene.	60
6.9	Einfluss der Größe des Bildfensters auf das Zuordnungsergebnis am Beispiel eines Landsat-7-Szenenpaares im Bereich des Danell-Fjords (Südost-Grönland) für verschiedene Fenstergrößen.	62
6.10	Korrektion des Streifenmusters am Beispiel eines Fließgeschwindigkeitsfeldes im Bereich des A.-P.-Bernstorffs-Gletschers (Ost-Grönland).	64
6.11	Räumliche und zeitliche Referenzierung der Fließgeschwindigkeit.	65

6.12	Abgeleitete Deformationsgeschwindigkeiten am Beispiel des Rink-Gletschers.	68
6.13	Fließgeschwindigkeitsfehler in Abhängigkeit von Δt	70
7.1	Frontlagenkartierung mittels Schwellenwertsegmentierung.	72
7.2	Lokalisation möglicher Gletscherfrontpositionen entlang eines Profils.	74
7.3	Bestimmung des Frontpolygons innerhalb zweier definierter Begrenzungslinien am Beispiel des Igdlugdlip sermia (West-Grönland).	77
7.4	Fehlerhaft abgeleitete Frontlagen am Beispiel des Igdlugdlip sermia (West-Grönland). . .	78
7.5	Mögliche Fehlereinflüsse während der profilweisen Frontlagebestimmung.	79
7.6	Klassifikationsergebnisse und abgeleitete Frontlagen des Jakobshavn Isbræ.	84
8.1	Überblick über die untersuchten grönländischen Ausflussgletscher.	88
8.2	Geschwindigkeits- und Eishöhenänderungen grönländischer Ausflussgletscher.	89
8.3	Änderung des Fließregimes in Nordwest-Grönland.	92
8.4	<i>Surge</i> -Verhalten des Harald Moltke Bræ.	93
8.5	Frontlage- und Fließgeschwindigkeitsänderungen der Ausflussgletscher im Upernavik Isfjord.	96
8.6	Änderung des Fließregimes in Zentralwest-Grönland.	98
8.7	Mittlere Fließgeschwindigkeitsfelder am Jakobshavn Isbræ der Jahre 1999 und 2012. . . .	100
8.8	Differenz der Fließgeschwindigkeit des Jakobshavn Isbræ im Zeitraum 1999–2012. . . .	101
8.9	Saisonale Geschwindigkeitsvariation des Jakobshavn Isbræ entlang der Hauptfließlinie. .	102
8.10	Saisonale Variationen der Fließgeschwindigkeit für drei Ausflussgletscher in Südwest-Grönland.	104
8.11	Änderung des Fließregimes in Südost-Grönland.	106
8.12	Zeitliche Variation der Fließgeschwindigkeit für vier Ausflussgletscher Südost-Grönlands.	107
8.13	Änderung des Fließregimes zwischen der Inselgruppe Ûnartit und Deception Ø.	109
8.14	Fließgeschwindigkeitsfelder und Frontlagen (grüne Linie) des Kangerdlugssuaq-Gletschers.	111

Tabellenverzeichnis

2.1	Übersicht der häufig verwendeten bildgebenden Satellitenmissionen in der Gletscherfernerkundung.	14
3.1	Landsat-Missionsüberblick und Instrumentierung.	18
3.2	Glaziologische Anwendungen der Landsat-Daten.	19
3.3	Geometrische Verzerrungen opto-mechanischer Scannersysteme.	22
3.4	Sensorspezifische Eigenschaften der Landsat-Produkte.	27
3.5	Spezifikationen der Landsat-Produkte.	27
6.1	Fehleranteile der ableiteten Fließgeschwindigkeiten und deren Größenordnungen.	70
7.1	Berechnungsvorschrift verschiedener Texturmerkmale und deren räumliche Ausprägungen.	82

Abkürzungsverzeichnis

ALOS	Advanced Land Observing Satellite
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CART	Classification and Decision Tree
DCW	Digital Chart of the World
DFT	Diskrete Fourier-Transformation
DTED	Digital Terrain Elevation Data
EDC	Earth Resources Observation Systems (EROS) Data Center
EGM96	Earth Gravitational Model 1996
ERS	European Remote Sensing Satellite
ERTS-1	Earth Resource Technology Satellite 1
ETM ⁺	Enhanced Thematic Mapper Plus
FFT	Fast Fourier Transformation
GDEM	Global Digital Elevation Model
GLCM	Grey Level Co-occurrence Matrix
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
GLS	Global Land Surveys
GNSS	Global Navigation Satellite System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GSHHG	A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database
GTOPO30	Global 30 Arc Second Elevation Data Set
IAS	Image Assessment System
ICESat	Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite
IFOV	Instantaneous Field of View
IIP	International Ice Patrol
LGAC	Landsat Global Archive Consolidation
LOS	Line of Sight
LPGS	Level 1 Product Generation System
LSM	Least Squares Matching
LTAP	Long-Term Acquisition Plan
METI	Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSS	Multispectral Scanner System

NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCC	Normalized Cross Correlation
NDSI	Normalized Difference Snow Index
NLAPS	National Land Archive Production System
OLI	Operational Land Imager
OMB	Oberflächenmassenbilanz
RAMP-V2	Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2
RBV	Return Beam Vidicon
SAR	Synthetic Aperture Radar
SLC	Scan Line Corrector
SNR	Signal-Rausch-Verhältnis
SPOT	Système Pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SVI	Spektraler Vegetationsindex
TIRS	Thermal IRed Sensor
TM	Thematic Mapper
USGS	U. S. Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator
WGS84	World Geodetic System 1984
WRS	Worldwide Reference System

1 Einleitung

Der globale Klimawandel ist seit Jahren und aktuell mehr denn je Gegenstand politischer Diskussion und wissenschaftlicher Forschung. Viele der seit den 1950er Jahren beobachteten klimatischen Veränderungen übersteigen die natürlichen Schwankungen der letzten eintausend Jahre. Neben einer beispiellosen Erwärmung des Ozeans und der Atmosphäre erfährt auch die Kryosphäre mit ihren großen Eisschilden und Gletschergebieten eine rasante Veränderung. Der Eismassenverlust in diesen Regionen verursachte zwischen 1993 und 2010 etwa die Hälfte des jährlichen Meeresspiegelanstiegs, während die andere Hälfte überwiegend auf die thermische Ausdehnung der Weltmeere zurückzuführen war (IPCC, 2013).

Noch in den 1990er Jahren ist man davon ausgegangen, dass Eisschilde nur langsam auf klimatische Änderungen reagieren können (Alley und Whillans, 1991). Beobachtungen der letzten zwei Jahrzehnte zeigen jedoch, dass insbesondere an den Ausflussgletschern in den Randbereichen der Eisschilde innerhalb weniger Jahre enorme Änderungen des Eisausstoßes auftreten können. Überdies können verschiedene Rückkopplungseffekte zu einer weiteren, beschleunigten Änderung führen. Obgleich ein Großteil der glazio-physikalischen Mechanismen verstanden und modellierbar ist, ist die Ursache der eisdynamischen Reaktionen der Eisschilde nur unzureichend erforscht und nur ungenügend in den Prognosen zum zukünftigen globalen Meeresspiegelanstieg berücksichtigt (Alley und Joughin, 2012; Willis und Church, 2012). Mit Hilfe hochauflösender Satellitendaten ist es heute möglich, diese Dynamik der Eisschilde in ihrer Gesamtheit zu beobachten und verstehen zu lernen (Tucker u. a., 2004).

Die beiden heute noch existierenden Eisschilde Antarktikas und Grönlands speichern etwa 80 % des globalen Süßwasservorrats. Obwohl der Grönländische Eisschild nur über etwa 10 % des Süßwasservorrats verfügt, führt das vergleichsweise milde Klima in Grönland zu einer höheren Sensitivität gegenüber langfristigen Temperaturschwankungen (Gregory u. a., 2004). Aktuelle Untersuchungsergebnisse zeigen, dass ein Großteil der grönländischen Ausflussgletscher an Eisdicke verliert, sich zurückzieht und eine beschleunigte Eisbewegung aufweist (Thomas u. a., 2009; Moon und Joughin, 2008; Joughin u. a., 2008c). Diese Änderungen treten dabei auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen auf und reichen von wenigen Minuten bis zu mehreren Jahren oder Jahrzehnten. Neben der hohen zeitlichen Variabilität sind insbesondere die Änderungen in der Fließgeschwindigkeit und der Frontlage auch räumlich stark differenziert ausgeprägt und stehen überdies in enger Wechselwirkung zueinander. Vor allem die Ausflussgletscher mit einer in das Meer ragenden Gletscherzunge weisen ein besonders dynamisches Verhalten auf. Sie stellen das zentrale Beobachtungsobjekt dieser Arbeit dar.

Die Erfassung der Dynamik der Ausflussgletscher erfordert ein möglichst flächendeckendes und kontinuierliches Monitoring jedes einzelnen Ausflussgletschers (Sturm u. a., 1991). Über die zum Monitoring der Ausflussgletscher erforderliche räumliche Auflösung verfügen derzeit nur bildgebende Satellitensysteme. Darüber hinaus besitzen einzig die optischen Satellitendaten der Landsat-Mission die notwendige

zeitliche Auflösung, welche sowohl die Bestimmung des Langzeittrends über mehrere Jahrzehnte als auch die Erfassung interannualer und saisonaler Variationen des Fließregimes und der Gletscherfront erlaubt. Eine wesentliche Voraussetzung für ein solches flächendeckendes Monitoring schafft das seit wenigen Jahren kostenfrei zugängliche Landsat-Archiv. Erst diese Datengrundlage macht eine Entwicklung und Anwendung eines breiten Spektrums an automatischen Auswertestrategien zur massenhaften Verarbeitung von Satellitendaten sinnvoll.

Diese Arbeit widmet sich der Erstellung eines Monitoring-Systems zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit und der Frontlage mittels Landsat-Aufnahmen sowie der Anwendung dieses Systems auf eine Vielzahl grönländischer Ausflussgletscher. Die Arbeit umfasst vier Schwerpunkte:

- ▷ *Kombination multitemporaler und multisensoraler Landsat-Aufnahmen*
- ▷ *Entwicklung konsistenter, weitgehend automatisierter Auswerteverfahren*
- ▷ *Bestimmung von flächendeckenden Fließgeschwindigkeitsfeldern und Frontlagepositionen*
- ▷ *Ermittlung der zeitlichen und räumlichen Variationen der Ausflussgletscher*

Alle notwendigen Auswerteschritte beinhalten sowohl eine sorgfältige Identifizierung, Charakterisierung und Bewertung der Fehlergrößen aller verwendeten Eingangsgrößen als auch eine Abschätzung über die Unsicherheit der abgeleiteten Ergebnisse. Die ermittelten Ergebnisse geben nicht nur einen Einblick in den derzeitigen Zustand des Grönländischen Eisschildes, sondern können auch als Grundlage für die Parametrisierung und Validierung räumlich und zeitlich hochaufgelöster Eismodelle dienen (Nick u. a., 2012; Alley und Joughin, 2012).

Die Arbeit umfasst neun Kapitel. Das folgende zweite Kapitel gibt einen Einblick in den Aufbau des Grönländischen Eisschildes und erklärt dessen Rolle im globalen Klimasystem. In diesem Zusammenhang werden die bekannten Veränderungen der zu den Rändern des Eisschildes hin drainierenden Ausflussgletscher dargelegt, ihre komplexe Wirkungsweise diskutiert und Anforderungen sowie Beobachtungsgrößen an ein Monitoring polarer Gletscher definiert.

Im dritten Kapitel folgt eine Zusammenschau der nunmehr über vier Jahrzehnte lang operationell arbeitenden Satelliten der Landsat-Mission wie auch der damit verbundenen technologischen Weiterentwicklung multispektraler, optisch-mechanischer Scannersysteme. Neben einer Einführung in das geometrische Aufnahmeprinzip im Abschnitt 3.2 werden auch die radiometrischen Charakteristiken der einzelnen Aufnahmesysteme besprochen. Die standardisierten Eigenschaften der Landsat-Produkte werden im letzten Unterabschnitt beschrieben.

Das vierte Kapitel gibt zunächst einen Einblick in die genutzten Landsat-Daten und deren zeitliche Aufnahmeverteilung im Missionszeitraum. Ferner werden für spätere Arbeitsschritte benötigte externe Datensätze beschrieben. Diese umfassen verschiedene digitale Höhenmodelle und die aus RADARSAT-Daten bestimmten Fließgeschwindigkeitsfelder des Grönländischen Eisschildes. Im Abschnitt 4.4 wird abschließend das benötigte strukturelle Konzept zur Datenspeicherung und -verwaltung der verwendeten Landsat-Daten vorgestellt.

Die zur Bestimmung der Gletscherfließgeschwindigkeit sowie der exakten Georeferenzierung notwendigen methodischen Grundlagen der Bildzuordnung werden im fünften Kapitel dargestellt. Dieser

Abschnitt fokussiert insbesondere auf die Eignung der Verfahren in vergletscherten Gebieten und zeigt Strategien zur robusten, automatischen Ausreißerfilterung von flächenhaften Zuordnungsmethoden.

Die entwickelten Verfahren zur automatischen Ableitung von Fließgeschwindigkeiten und Frontlagen von Ausflussgletschern sind die zentralen Punkte dieser Arbeit und Gegenstand der Kapitel sechs und sieben. Das Kapitel 6 umfasst die Darstellung der erforderlichen Vorverarbeitungsschritte der Satellitendaten und gibt einen Einblick in die konsistente Koregistrierung von multitemporalen Landsat-Szenenpaaren. Weiterführend wird ein Algorithmus zur Korrektur der Streifenmuster in den bestimmten Fließgeschwindigkeitsfeldern vorgestellt. Die Verfahren zur Ableitung von Gletscherfrontlagen sind Thema des siebten Kapitels. Die verbreiteten Verfahren zur Gletscherumrisskartierung werden im ersten Teil dieses Kapitels vorgestellt. Danach folgt die Beschreibung eines Ansatzes zur profilweisen Rekonstruktion der Gletscherfront. Der Abschnitt 7.3 beschäftigt sich mit der Klassifikation der Gletscherfront mittels Texturanalyse. Für alle genutzten Methoden werden das Genauigkeitspotenzial abgeschätzt und es werden die jeweiligen Grenzen der einzelnen Verfahren herausgestellt.

Einen Überblick über alle Ergebnisse gibt das achte Kapitel. Beginnend mit den beobachteten Geschwindigkeits- und Frontlagevariationen der Ausflussgletscher entlang des Grönländischen Eisrandes werden im zweiten Abschnitt – gegliedert in sechs Regionen des Eisschildes – die ermittelten Ergebnisse im Kontext aktueller Forschungsergebnisse anderer Autoren diskutiert. Eine Zusammenfassung der durchgeführten Auswerteschritte und Ergebnisse schließt diese Arbeit ab.

2 Die Bedeutung der großen Ausflussgletscher und deren Monitoring

Dieses Kapitel gibt zuerst einen kurzen Überblick über den Aufbau des Eisschildes und dessen Rolle im globalen Klimasystem. Anschließend werden seine Ausflussgletscher hinsichtlich ihres Aufbaus und ihrer räumlichen sowie zeitlichen Variabilität beschrieben. Aus den Eigenschaften und der Dynamik der Ausflussgletscher lassen sich die Notwendigkeit und die Anforderungen an ein Monitoringsystem mittels Fernerkundungssensoren ableiten, welches Gegenstand des letzten Abschnitts ist.

2.1 Der Grönländische Eisschild: Aufbau und Zustand

Grönland wird zu etwa 85 % (1,7 Mill. km²) vom Grönländischen Eisschild bedeckt (Citterio und Ahlström, 2013), der neben dem Antarktischen Eisschild der einzig noch heute existierende Eisschild ist. Mit einer maximalen Eisdicke von 3367 m und einem Eisvolumen von ca. 2,9 Mill. km³ (Bamber u. a., 2001; Thomas, 2001) speichert er ca. 10 % des weltweit gefrorenen Süßwassers, was einem potenziellen Meeresspiegelanstieg von etwa 7,3 m entspricht (Bindshadler, 1998; Lemke u. a., 2007). Eisschilde sind groß genug, um das Klima selbst zu beeinflussen (Broecker und Denton, 1989; Bindshadler u. a., 2001). Aufgrund der ausgedehnten und durchschnittlich 1600 m hohen Oberflächentopografie, die eine Nord-Süd-Ausdehnung von 2200 km besitzt, bestimmt der Grönländische Eisschild die vorherrschenden atmosphärischen Strömungen der nördlichen Hemisphäre (Bindshadler u. a., 2001). Abbildung 2.1 gibt einen geografischen Überblick. Nicht nur der Grönländische Eisschild, sondern auch seine angrenzenden Meere spielen eine bedeutende Rolle in der Kryosphäre (Budikova, 2009). Dort beeinflusst eine Änderung der Meereisbedeckung den Energieraustausch, die wiederum eine Änderung der vorherrschenden Ozeanströmungen bewirken kann (Levermann u. a., 2007). Zusammen mit dem Eisschild sind sie integraler Bestandteil des globalen Klimasystems.

Der Eisschild besteht hauptsächlich aus zu Eis verdichtetem Schnee, der im Laufe tausender Jahre den Grönländischen Eisschild formte. Die räumlich ungleiche Verteilung der akkumulierten Niederschläge führt zu einer geneigten Eisoberfläche, die unter seiner eigenen Gewichtskraft hangabwärts zu fließen beginnt (Winkler, 2009). Diese Bewegung wird auch Deformationsfließen genannt, da die auf die Eispartikel wirkende Schubkraft zusätzlich zu einer Verformung führt. Je nach Eistemperatur, Druck der überlagerten Eismasse und dem Oberflächengradienten deformiert sich das Eis unterschiedlich stark. In den hoch gelegenen Gebieten des Eisschildes mit relativ geringer Oberflächenneigung und niedriger Temperatur fließt das Eis im Wesentlichen unbeeinflusst von der Subglazialtopografie im Bereich von 0 bis 100 m/Jahr. An seinen Rändern wird das Eis in Ausflussgletschern kanalisiert und kann Geschwindigkeiten von über 10 km/Jahr

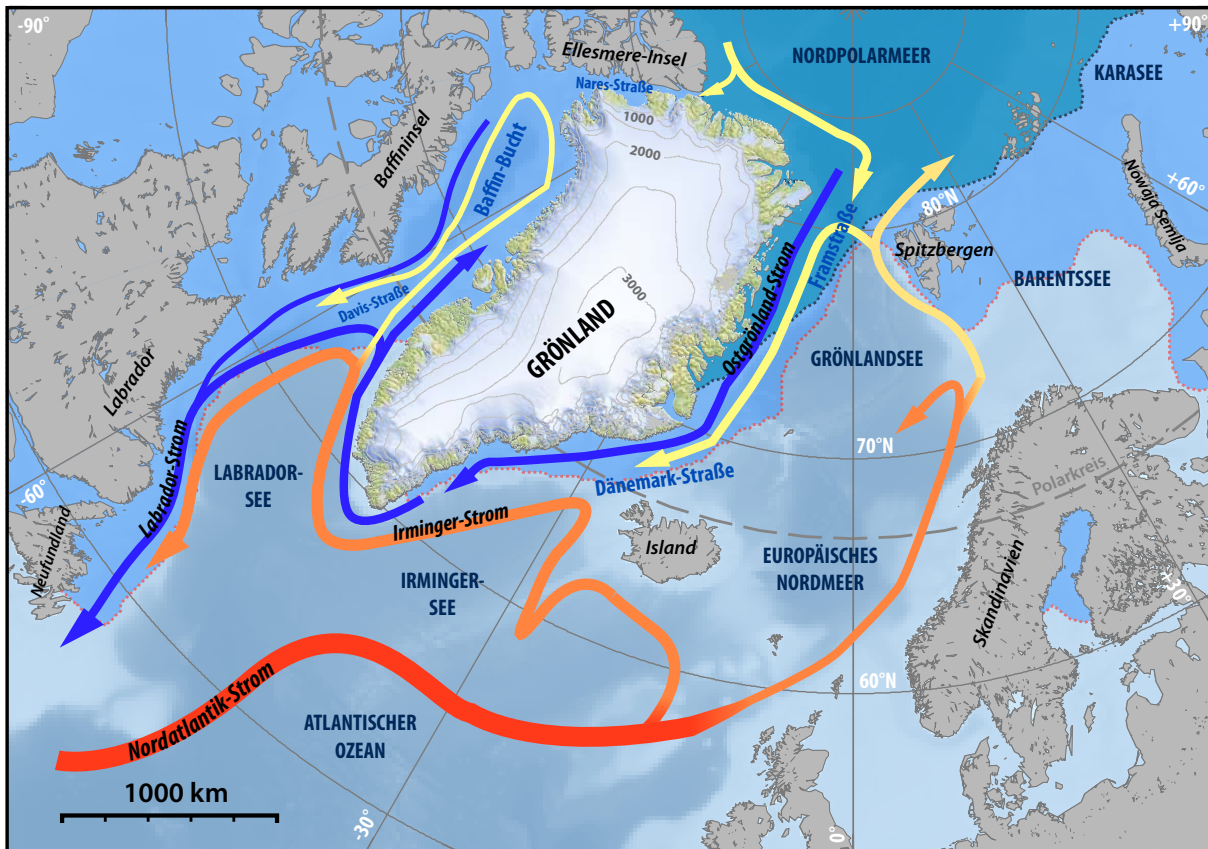


Abbildung 2.1: Geografische Einordnung Grönlands und Überblick über das ozeanische Strömungssystem der Arktis (angelehnt an Straneo u. a. (2012) mit unterliegender Bathymetrie aus GEBCO (2010)). Die warmen atlantischen Ozeanströmungen sind farbcodiert zwischen rot und gelb dargestellt. Kalte polare Strömungen sind als blaue Pfeile eingezeichnet. Die mittlere maximale (gerissene rote Linie) und minimale Meereisbedeckung (gerissene blaue Linie) zwischen 1979 und 2000 ist aus Fetterer u. a. (2009) entnommen.

erreichen. Das Fließen eines Gletschers entspricht annähernd dem einer laminaren Flüssigkeit und besitzt seine Maximalgeschwindigkeit an der Oberfläche. Die Geschwindigkeit nimmt mit zunehmender Tiefe im Eis ab, weicht aber selten mehr als 20 % davon ab (Cuffey und Paterson, 2010).

Den Zustand eines Gletschers bzw. Eisschildes beschreibt seine Massenbilanz. Sie ist die Differenz aus Eiszutrag (Akkumulation) und Eismassenverlust (Ablation einschließlich Kalben) und bezieht sich in der Regel auf die Änderung der Eismasse innerhalb eines Gletscherhaushaltsjahres. Für einen Eisschild im Gleichgewicht ist die Massenbilanz im Mittel null. Die Akkumulation entspricht vorwiegend dem Massengewinn in Form von Schneefall (van der Veen, 1999). In den niederschlagsarmen Regionen des Inlandeises kann die räumliche Verteilung des Niederschlages signifikant durch Winddrift bestimmt sein (Østrem und Tvede, 1986). Weitere Effekte, wie das Wiedergefrieren von Schmelzwasser oder das Anfrieren von Eis an der Unterseite des Schelfeises, haben nur einen geringen Einfluss auf die Massenbilanz des Grönländischen Eisschildes (Cuffey und Paterson, 2010). In der Gesamtheit besitzt der Grönländische Eisschild eine jährliche Akkumulationsrate von etwa 600 bis 700 Gt (Ettema u. a., 2009; Burgess u. a., 2010).

Unter Ablation versteht man alle Prozesse, die zu einem Massenverlust beitragen. Der Eismassenverlust wird im Wesentlichen durch abfließendes Schmelzwasser und durch Kalbung von Eisbergen verursacht

(van den Broeke u. a., 2009). Je nach geografischer Lage gibt es dabei große Unterschiede. Im Allgemeinen verliert der Grönländische Eisschild mehr Masse im Süden als im Norden. Weiterhin besteht angesichts der unterschiedlichen Verteilung der Subglazialtopografie eine West-Ost-Asymmetrie der Eismasse, in deren Folge ein Großteil des Eises Richtung Westen abfließt (Funder, 1989). Auch ändert sich das Verhältnis von Kalbung zu Schmelzprozessen. Während in weiten Teilen West-Grönlands und Nord-Grönlands überwiegend die oberflächennahen Schmelzprozesse den Eismassenverlust bestimmen, ist im Osten die Kalbung der dominierende Ablationsprozess (Sasgen u. a., 2012). Daneben haben Sublimation und Evaporation sowie basale Schmelzprozesse einen kleinen Anteil am Gesamtmassenverlust (Cuffey und Paterson, 2010). Der jährliche Massenverlust in Form von Kalbung beträgt etwa 350 km^3 , während sich der Verlust durch Schmelzprozesse auf etwa 370 km^3 beziffert (Hanna u. a., 2005; Rignot und Kanagaratnam, 2006).

Je nach Verhältnis von Akkumulation und Ablation kann der Eisschild in verschiedene Zonen (Eisfazien) eingeteilt werden (Benson, 1960). Das Randgebiet des Eisschildes mit stets negativer jährlicher Massenbilanz wird als Ablationsgebiet bezeichnet und ist im Falle des Grönländischen Eisschildes nicht weiter als 50 bis 250 km vom Eisrand ausgebildet. Abgegrenzt von der Gleichgewichtslinie, die sich auf einer Höhe zwischen 1000 und 1800 m befindet, schließt sich daran das Akkumulationsgebiet mit einer entsprechend positiven jährlichen Massenbilanz an (Reeh, 1989). Oft wird der Massenaustausch an der Gletscheroberfläche (im Wesentlichen Eisakkumulation und Schmelzen) als Oberflächenmassenbilanz (OMB) bezeichnet (Cuffey und Paterson, 2010). Je nach Anteil der dominierenden Schmelzprozesse wird das Akkumulationsgebiet u. a. in Nassschnee-, Perkulations- und Trockenschneezonen unterteilt (Benson, 1960; Williams u. a., 1991). Über die räumliche Verschiebung und Größe dieser Zonen können Aussagen über den Zustand und die Veränderung des Eisschildes getroffen werden (Bindschadler, 1998).

Aktuelle Studien ermitteln teils sehr unterschiedliche Abschätzungen für die Gesamtmassenbilanz des Grönländischen Eisschildes. Während weitestgehend übereinstimmend eine Massenabnahme bestimmt wurde, variieren die jüngsten Forschungsergebnisse zwischen $-101 \pm 16 \text{ Gt/Jahr}$ (Luthcke u. a., 2006) und $-230 \pm 33 \text{ Gt/Jahr}$ (Velicogna, 2009). Die Unterschiede sind zum einen mit den zur Auswertung verwendeten Daten und ihren teils unterschiedlichen Beobachtungszeiträumen zu erklären, zum anderen auf die unterschiedlichen Auswertestrategien und verwendeten Korrekturmodelle zurückzuführen. Eine Übersichtsstudie von Shepherd u. a. (2012) bestimmte einen mittleren Massenverlust von $232 \pm 23 \text{ Gt/Jahr}$, der einem eustatischen Meeresspiegelanstieg von $0,63 \pm 0,08 \text{ mm/Jahr}$ entspricht. Überdies ist die Massenbilanz über ein Jahr nicht konstant, sondern variiert mit einer saisonalen Amplitude von rund 400 Gt, der wiederum unterschiedliche interannuale Effekte überlagert sein können (van den Broeke u. a., 2009).

Neben diesen kurzfristigen Änderungen verzeichnet die Massenbilanz des Grönländischen Eisschildes langfristige Variationen, die eine Reaktion auf die veränderten klimatischen Bedingungen darstellen und den Eisschild in Größe und Form beeinflussen. Seit dem letzten glazialen Maximum vor etwa 15 000 bis 20 000 Jahren hat der Grönländische Eisschild an Masse und Ausdehnung verloren. Seine Eisrandlage hat sich in vielen Gebieten auf über 100 km ins Inland zurückgezogen (Hamblin, 2008). Die Anpassung des Eisschildes an die verschiedenen Randbedingungen (wie z. B. Zustandsänderungen von Ozean und Atmosphäre) erfolgt dabei auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen und äußert sich zusätzlich in einer differenzierten räumlichen Ausprägung.

2.2 Ausflussgletscher und ihre Dynamik

Aufgrund der Größe des Grönländischen Eisschildes und seiner räumlich differenzierten Dynamik wird er für viele Untersuchungen in Einzugsgebiete gegliedert, verkörpert in seiner Gesamtheit jedoch ein einziges Gletschersystem. Der Eisrand ist durch eine Vielzahl von Ausflussgletschern¹ charakterisiert, an denen ein Großteil der Masse seines Einzugsgebietes innerhalb eines vergleichsweise schmalen Frontbereiches abgeführt wird. In Grönland sind über 250 Ausflussgletscher mit einer Frontbreite von mehr als einem Kilometer bekannt (Howat und Eddy, 2011). Selten beträgt die Frontbreite jedoch mehr als 20 km.

Neben dem Eisschild und seinen Ausflussgletschern sind Grönland und seine angrenzenden Inseln auf rund 88 000 km² mit über 20 000 lokalen Gletschern und Eiskappen bedeckt, die nicht mit dem Grönländischen Eisschild verbunden sind (Rastner u. a., 2012; Citterio und Ahlström, 2013). Einen Überblick über die regionale Verteilung und die zeitliche Variabilität geben Rastner u. a. (2012), Kelly und Lowell (2009) und Weidick u. a. (1992). Die Untersuchung der lokalen Gletscher und Eiskappen Grönlands ist nicht Gegenstand dieser Arbeit. Aus diesem Grund wird der Begriff »Gletscher« häufig als verkürzte Bezeichnung zum Begriff »Ausflussgletscher« verwendet.

Das Einzugsgebiet eines Ausflussgletschers wird durch seine zwei begrenzenden Randfließlinien an der Gletscherfront definiert. Allerdings wird die exakte Ableitung der Fließlinien durch die größtenteils geringen Oberflächenneigungen erschwert (Bamber u. a., 1998). Je nach Wahl des zugrunde liegenden Geländemodells und des verwendeten Algorithmus können große Unterschiede im Fließlinienverlauf entstehen (Gebler, 2009). Eine Einteilung in wenige große Gletscherregionen ist nicht eindeutig möglich, da keine klar hydrologisch ableitbaren Gebietsgrenzen festgelegt werden können (Hardy u. a., 2000). In dieser Arbeit wird der Grönländische Eisschild in die drei großen Regionen Nord-, Ost- und West-Grönland unterteilt. Die geografische Zuordnung mit ihrer weiteren Unterteilung in einzelne Subgebiete erfolgte leicht angepasst nach Weidick (1995) sowie Dawes und Glendal (2007) und ist in Abbildung 2.2 zusammen mit dem Fließregime des Eisschildes dargestellt.

Wie schnell ein Gletscher fließt, bestimmen mehrere Effekte. Für einen sich im Gleichgewicht befindenden Gletscher entspricht der Massentransport durch einen beliebigen Querschnitt der Breite B_Q und einer mittleren Eisdicke \bar{h}_E dem Massenumsatz \dot{b} (effektiv akkumulierte Eismasse) im Einzugsgebiet A_G . Nach Jung-Rothenhäusler (1998) ergibt sich mit der mittleren Eisdichte $\bar{\rho}_E$ die Gleichgewichtsgeschwindigkeit \bar{v}_G an der Querschnittsposition zu:

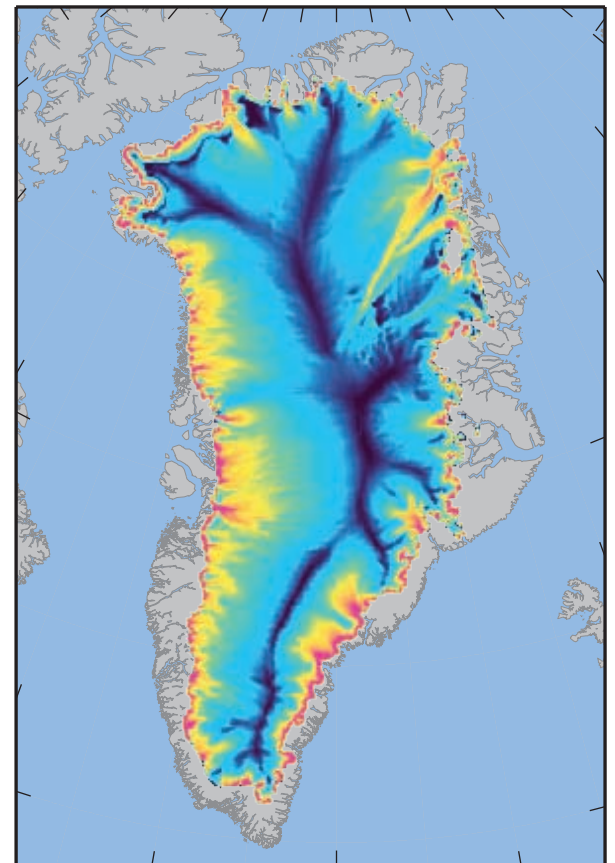
$$\bar{v}_G = \frac{1}{\bar{\rho}_E \bar{h}_E B_Q} \iint_{A_G} \dot{b} dA_G \quad (2.1)$$

Die Fließgeschwindigkeit richtet sich damit stark nach der Größe des Einzugsgebietes und der Akkumulationsrate, die wiederum, abhängig von den klimatischen Bedingungen, große regionale Unterschiede aufweist. Abbildung 2.3 zeigt die Gleichgewichtsgeschwindigkeiten des Grönländischen Eisschildes. Charakteristisch sind die über weite Teile kleinen Fließgeschwindigkeiten im zentralen Bereich des Eisschildes, die zum Randbereich stark ansteigen. Darüber hinaus sind die Einzugsgebiete der großen Gletschersysteme durch die tief ins Inland reichenden hohen Fließgeschwindigkeiten deutlich erkennbar. Während die Eisbewegung im zentralen Bereich des Eisschildes fast ausschließlich infolge des Deformationsfließens

¹In der Literatur teilweise auch als »Auslassgletscher« bezeichnet (Kotlyakov und Smolyarova, 1990).



..... Eisscheide
 - - - - Gebietsgrenze



10⁰ 10¹ 10² >10³
 Gleichgewichtsgeschwindigkeit [m/Jahr]

Abbildung 2.2: Einteilung der Gletscherregionen des Grönländischen Eisschildes. Die Topografie trennt das Eisschild in die drei großen Abflussgebiete West, Ost und Nord, die wiederum in Untergebiete gegliedert werden können (modifiziert nach Weidick (1995); Dawes und Glendal (2007)). Die rote Linie kennzeichnet die zentrale Eisscheide. Die gestrichelte, blaue Linie zeigt die definierten Gebietsgrenzen.

Abbildung 2.3: Die Gleichgewichtsgeschwindigkeiten geben einen Überblick über das komplexe Fließregime des Grönländischen Eisschildes (Johnson, 2009). Neben der allgemeinen Fließstruktur mit der zum Eisrand zunehmenden Geschwindigkeit sind die zahlreichen Gletschersysteme der Ausflussgletscher gut zu erkennen.

stattfindet, überlagern sie im Randgebiet weitere Bewegungskomponenten. Befindet sich das Gletscherbett nahe dem Druckschmelzpunkt, kann sich eine dünne Wasserschicht ausbilden, die die Reibung der überlagerten Eismasse mit der Subglazialtopografie reduziert und die Fließgeschwindigkeit erhöht (basales Gleiten) (Weertman, 1957; Winkler, 2009). Die Größe dieses Effektes ist von der effektiven Fläche der subglazialen Wasserschicht sowie von der Gletscherhydrologie abhängig. Die größte Fließgeschwindigkeit herrscht entlang der Hauptfließlinie und nimmt seitlich davon mit zunehmendem Abstand ab. Weiterhin rufen Gefällestopfen oder topografiebedingte Variationen der Eisdicke lokal große Änderungen der Fließgeschwindigkeit hervor (Cuffey und Paterson, 2010). Neben der Fließgeschwindigkeit zeigt auch die Fließrichtung eine charakteristische Ausprägung. Grundsätzlich verläuft sie entlang des Oberflächengradienten in Richtung Küste. Allerdings wird das Fließregime der Ausflussgletscher im Randgebiet sowohl

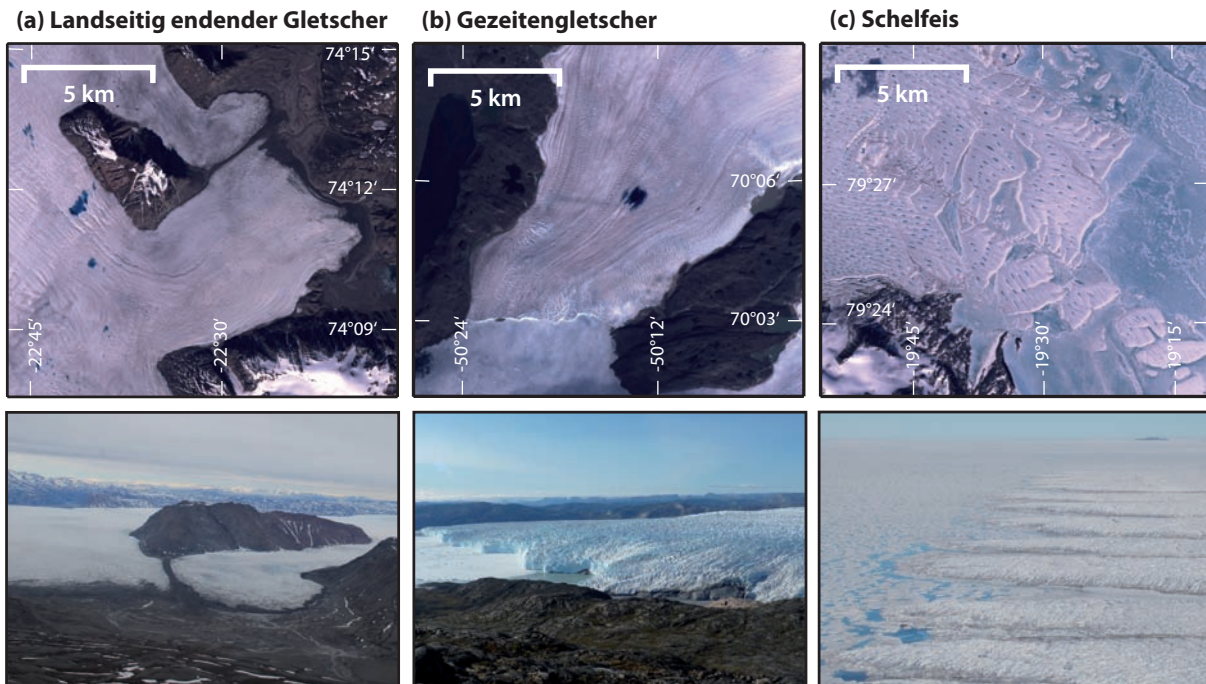


Abbildung 2.4: Typische Formen der Ausflussgletscher mit jeweils einem beispielhaften Landsat-7-Ausschnitt (oben) und einer Schrägsichtaufnahme (unten). **(a)** Landseitig endender Gletscher. Das Beispiel zeigt einen Ausfluss des Wordie-Gletschers in Ost-Grönland. Den Massenverlust dieser Gletscherform dominieren meist Schmelzprozesse an der Oberfläche. Die Fließgeschwindigkeit ist dementsprechend gering. Die Oberfläche ist nur vereinzelt von großen Spalten geprägt. **(b)** Gezeitengletscher. Das Beispiel zeigt den Sermeq Avangnardleq in Zentralwest-Grönland. Diese Form ist gekennzeichnet durch hohe Geschwindigkeiten mit intensiver Kalbung und ausgeprägter Spaltenbildung im Frontbereich. **(c)** Angrenzendes Schelfeis eines Ausflussgletschers. Das Beispiel zeigt das vorgelagerte Schelfeis des Nioghalvfjærdsbræ in Nordost-Grönland. Diese in Grönland seltene Form existiert nur an wenigen Gletschern in Nord-Grönland. Die Gletschertextur kennzeichnet eine ausgeprägte supraglaziale Hydrologie mit vielen Schmelzwasserseen.

von seiner umgebenden Topografie als auch von der Untergrundtopografie maßgeblich beeinflusst.

Die Morphologie Grönlands ist geprägt von einer sehr unterschiedlichen regionalen Reliefverteilung. Während große Teile West- und Nord-Grönlands stark glazial überprägt sind und eine meist niedrige, flach auslaufende Topografie aufweisen, dominieren in Ost-Grönland steile und vergleichsweise hohe Bergketten. Dies hat einen entscheidenden Einfluss auf das Fließregime der vorherrschenden Ausflussgletscher. Insbesondere im Osten wird ein Großteil der Ausflussgletscher entlang der Gebirgstäler kanalisiert und ist an seinen Rändern von Bergflanken umgeben (Cuffey und Paterson, 2010). Im Westen wird die Fließrichtung von teils über -1000 m tiefen subglazialen Trögen vorgegeben (Clarke und Echelmeyer, 1996), die vereinzelt über 100 km ins Inland verfolgt werden können (Joughin u. a., 2010a). Infolge der meist geringen Geländehöhen in West-Grönland bilden manche Ausflussgletscher zusammen eine gemeinsame Scherzone (koaleszierend) des Gletschereises aus. Des Weiteren zeigen einige Ausflussgletscher einen bis mehrere hundert Kilometer ins Inland reichenden Fließbereich, der deutlich schneller als das umgebende Eis fließt. Dieser Bereich wird gewöhnlich auch als »Eisstrom« bezeichnet. Aufgrund der oft nicht eindeutigen Differenzierung werden beide Begriffe für große Ausflussgletscher in dieser Arbeit synonym verwendet. Das Fließgeschwindigkeitsfeld in Abbildung 2.3 zeigt z. B. eindrucksvoll, wie sich die Geschwindigkeit des Nordost-Grönländischen Eisstroms von seiner Umgebungsgeschwindigkeit abhebt.

Grundsätzlich können die Ausflussgletscher hinsichtlich Lage, Geschwindigkeit und Dynamik in zwei Gruppen unterteilt werden: Gletscher mit einer auf dem Festland endenden Gletscherfront und jene, deren Gletscherzunge vollständig oder teilweise ins Meer ragt (in dieser Arbeit auch als Gezeitengletscher bezeichnet). Repräsentative Beispiele beider Gruppen zeigen die Abbildungen 2.4a und 2.4b. Vergleichbar mit Gebirgsgletschern besitzt die erste Gruppe ihre maximale Geschwindigkeit im Bereich der Gleichgewichtslinie (Winkler, 2009). Im Frontbereich dagegen erreicht die Fließgeschwindigkeit in der Regel selten Werte größer 2 m/Tag. Die zweite Gruppe umfasst die Gezeitengletscher, die insbesondere durch hohe Fließgeschwindigkeiten und mächtige Eisdicken von bis zu einem Kilometer an der Gletscherfront charakterisiert werden. Ermöglicht wird dies durch tief eingeschnittene Fjordkomplexe sowie die reduzierte basale Reibung aufgrund der Auftriebskraft beim Übergang des Eises in den Ozean und des geringen Gegendrucks des Wassers im Frontbereich (Meier und Post, 1987). Die weltweit höchsten Fließgeschwindigkeiten mit über 40 m/Tag wurden an Gezeitengletschern in Grönland gemessen (Joughin u. a., 2004; Dietrich u. a., 2007). Der Massenverlust dieser Gletscher geschieht dabei hauptsächlich durch Kalben von Eisbergen in den Fjord. Gezeitengletscher weisen in der Regel nicht nur höhere Fließgeschwindigkeiten im Frontbereich auf, sondern zeigen insgesamt ein zeitlich deutlich dynamischeres Verhalten in Geschwindigkeit und Frontlage (Post, 1975). Bildet der Gletscher eine großflächige, über mehrere Kilometer lange und schwimmende Eiszunge aus, so spricht man auch von einem Schelfeis. In Grönland existieren diese nur im Norden. Bekannte Beispiele sind die Eiszungen des Petermann-Gletschers und des Nioghalvfjærdsbræes (Abbildung 2.4c). Eine Sonderform bildet der *Surge*-Gletscher. Dieser in der Regel langsam fließende Gletschertyp kann kurzfristig über zehnmal höhere Fließgeschwindigkeiten aufweisen. Die Beschleunigungs- und Ruhephasen treten meist in einem für jeden Gletscher charakteristischen Wiederholzyklus auf (Cuffey und Paterson, 2010). *Surge*-Gletscher sind in Grönland sowohl als Gezeitengletscher als auch mit landseitig endender Gletscherzunge vertreten. Ein bekannter *Surge*-Gletscher ist der Størstrommen in Nordost-Grönland (Reeh u. a., 1994).

Aktuelle Beobachtungen zeigen, dass sich ein Großteil der grönländischen Ausflussgletscher zurückzieht, an Eisdicke im Frontbereich verliert und sich stark beschleunigt. Besonders die Gezeitengletscher zeigen auffällig dynamische und gravierende Veränderungen ihres glaziologischen Regimes. So wurde an einigen Ausflussgletschern im Frontbereich eine Eishöhenabnahme von mehr als 20 m/Jahr bestimmt, die in den vergangenen Jahren in ihrer räumlichen Ausprägung einen immer größeren Gletscherbereich betrifft (Thomas u. a., 2009). Begleitet wird dies von einem massiven Frontrückgang von oft mehreren Kilometern sowie einer teilweisen Verdopplung der Frontgeschwindigkeit innerhalb der letzten zehn Jahre (Sohn u. a., 1998; Dietrich u. a., 2007; Joughin u. a., 2008c; Moon und Joughin, 2008). Im Gegensatz dazu gibt es eine Reihe von Gletschern, die sowohl einen stabilen Gletscherstand als auch eine konstante Fließgeschwindigkeit aufweisen. Vereinzelt zeigen Gletscher eine verringerte Bewegung oder weisen sogar einen Vorstoß der Gletscherfront auf (Moon u. a., 2012).

Die Längenänderung eines Gletschers dL/dt kann durch die Differenz aus der Kalbungsrate \dot{c} und der Fließgeschwindigkeit an der Gletscherfront v_F nach (2.2) bestimmt werden. Dabei kann die Kalbungsrate starken und von der Fließgeschwindigkeit unabhängigen Schwankungen unterliegen, die eisdynamische oder klimatisch bedingte Ursachen besitzen (Cuffey und Paterson, 2010). Bis heute existiert noch keine umfassende physikalische Gesetzmäßigkeit, um die Kalbungsrate zu beschreiben, und bildet damit eine der Hauptunsicherheiten im Bereich der Eismodellierung dar.

$$\frac{dL}{dt} = v_F - \dot{c} \quad (2.2)$$

Die Ursachen für die beobachteten Variationen sind nur ungenügend erforscht. Klimatisch bedingte Änderungen der Akkumulationsrate bzw. der Schmelz- und Kalbungsprozesse führen zu einer Veränderung des Gletschervolumens und äußern sich in einer Variation der Oberflächenhöhe oder der Frontlage. Eine verlängerte und gleichzeitig intensivere Ablationsperiode aufgrund höherer Oberflächentemperaturen wird als mögliche Ursache vermutet (Hanna u. a., 2005). Die dadurch veränderte Massenbilanz wirkt sich in der Regel auf das Fließregime aus. Allerdings geschieht dies nicht unmittelbar, sondern zeitlich versetzt mit einer gletscherspezifischen Reaktionszeit, die u. a. sowohl vom Eisvolumen und von der Eistemperatur als auch vom Relief abhängt und lokal stark unterschiedliche Werte aufweisen kann (Jóhannesson u. a., 1989). Eisschilde reagieren typischerweise im Zeitraum von Hunderten bis Tausenden Jahren (Zwally u. a., 2002). Die dynamischen Ausflussgletscher des Eisschildes zeigen neben diesen langfristigen Änderungen auch saisonale, interannuale sowie kurzfristige Variationen im Bereich von Tagen oder sogar Minuten.

Natürliche saisonale Schwankungen entstehen aufgrund des unterschiedlichen Akkumulations- und Ablationsrhythmus. Erhöhtes sommerliches Schmelzen mit dem Beginn der Ablationsperiode führt häufig zu einer beschleunigten Eisbewegung im Frontbereich, die in den Wintermonaten wieder abnimmt. Im Falle der Gezeitengletscher wird dieser Effekt zusätzlich durch die meist saisonale Ausbildung von Meereis oder verpresstem Kalbeis verstärkt. Dieses auch unter *Ice Mélange* und *Sikussak* bekannte Gemenge übt eine zusätzliche Rückstellkraft auf die Gletscherfront aus und wirkt dem Gletscherfluss entgegen (Sohn u. a., 1998; Amundson u. a., 2010).

Im Laufe eines Tages kann die unterschiedliche Intensität der oberflächigen Schmelzprozesse eine Variation der Gletscherbewegung verursachen (Shepherd u. a., 2009). Walters und Dunlap (1987) sehen den Grund in einer Änderung der basalen Reibung, die durch die Variabilität der Schmelzwasserzufuhr zum Gletscherbett hervorgerufen wird. Ebenfalls können mehrere Tage andauernde Variationen der Fließgeschwindigkeit aufgrund von episodischen Niederschlagsereignissen auftreten (Iken, 1981; Zwally u. a., 2002).

Eine Sonderstellung nehmen die Gezeitengletscher ein, da die Mechanismen an der Ozean-Eis-Grenze ein besonders dynamisches Verhalten begünstigen (Alley u. a., 2010). Die Fließgeschwindigkeit kann einer diurnalen und semidiurnalen Modulation mit den Gezeiten unterliegen, die bis wenige Kilometer landeinwärts gedämpft nachweisbar ist (Vaughn u. a., 1985; Walters und Dunlap, 1987). Beobachtungen am Kangerdlugssuaq-Gletscher zeigten Änderungen von bis zu 10 % der Fließgeschwindigkeit (Davis u. a., 2007). Bildet ein Gezeitengletscher eine schwimmende Gletscherzunge aus, so kann diese im Gezeitenrhythmus auch eine vertikale Bewegung von mehreren Metern aufweisen (Dietrich u. a., 2007). Weiterhin verursacht der reduzierte Gegendruck nach einem Kalbungsereignis kurzfristige Geschwindigkeitsvariationen (Meier und Post, 1987). Die beobachtete, teilweise verdoppelte Geschwindigkeit klingt im Laufe von wenigen Tagen ab, bis eine neue stabile Gletschergeometrie erreicht ist (Amundson u. a., 2008; Rosenau u. a., 2013). Aktuell wird auch der potenzielle Einfluss von basalen Schmelzprozessen an der Ozean-Eis-Grenze auf die Massenbilanz diskutiert (Holland u. a., 2008; Straneo u. a., 2012).

Der Hauptgrund für die beobachteten, schnellen Veränderungen der Ausflussgletscher wird in der eisdynamischen Reaktion vermutet (Parizek, 2010). Die Reduktion der frontnahen Eisdicken führt zu einer Verminderung der effektiven Reibung am Gletscherboden sowie zu einer Vergrößerung der Oberflächenneigung im Frontgebiet, wodurch sich der Gletscher beschleunigt (Bindshadler, 1983; Meier und Post, 1987; Pfeffer u. a., 2008). Die erhöhte Geschwindigkeit kann einerseits zu einer Abnahme der Eisdicke im Inland und andererseits zu erhöhter Kalbung führen. Dieser positive Rückkopplungseffekt ist auch als »Jakobshavns Effekt« bekannt und wurde von Hughes (1986) erstmalig postuliert. Damit verbunden ist eine begünstigte Abkopplung des Eises sowohl vom Untergrund als auch von den Seitenrändern, wodurch

die Beschleunigung des Eises verstärkt wird (ebd.). Eine weitere, von Beobachtungen und Modellrechnungen gestützte Theorie von Howat u. a. (2005) deutet darauf hin, dass eine Geometrieänderung in Form eines Frontrückzuges die Spannungsverteilung im Gletscherkörper ändert und zu einer Beschleunigung führt. Die Wirkungsweise der dynamischen Reaktion der Ausflussgletscher und deren zugrunde liegende physikalische Prozesse sind aber bisher noch nicht vollständig erforscht (Cuffey und Paterson, 2010).

2.3 Anforderung an das Monitoring polarer Ausflussgletscher

Die klimatischen Veränderungen in der Kryosphäre und der damit steigende Einfluss der polaren Eisschilde auf den globalen Meeresspiegel machen es notwendig, zuverlässige Beobachtungsstrategien und -methoden zu entwickeln. Diese können helfen, Modellprognosen des Meeresspiegelanstiegs zu verbessern und mögliche sozioökonomische Folgen abzuschätzen. Die Massenbilanz eines Eisschildes bildet dabei die zentrale Größe, die den aktuellen Zustand und den Beitrag des Eisschildes zum globalen Meeresspiegel beschreibt. Allerdings ist die praktische Messung schwierig. Klassische, terrestrische Methoden zur Bestimmung der Massenbilanz scheitern am immensen logistischen und finanziellen Aufwand, den die extremen klimatischen Bedingungen und die Größe des Eisschildes hervorrufen. Zweifelsohne bilden Fernerkundungsdaten die Hauptdatengrundlage zur Erforschung der Kryosphäre (Bindshadler, 1998; Bindshadler u. a., 2001).

Grundsätzlich werden drei Ansätze zur satellitengestützten Ermittlung der Gesamtmassenbilanz eines Eisschildes verfolgt. Einen Ansatz bildet die Gravimetrische Methode, die Eismassenänderungen aus beobachteten Schwerefeldvariationen separiert. Die wesentliche Datengrundlage liefert hier die Schwerefeldmission GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*). Ein zweiter Ansatz besteht in der Bestimmung von Eishöhenänderungen des Eisschildes und deren Umwandlung in Massenänderungen (Altimetrische Methode). Dazu werden in der Regel wiederholte Höhenprofile der ICESat- (*Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite*) sowie der Radaraltimetermissionen ausgewertet. Die Budget-Methode als dritter Ansatz bilanziert direkt den Massenverlust und Massenzutrag des Eisschildes. Als Eingangsgrößen werden einerseits die aus Fernerkundungsdaten bestimmten Eismassenflüsse über die Aufsetzlinie und andererseits Akkumulationsmodelle und Abflussmodelle zur Bestimmung der OMB verwendet (Alley u. a., 2007).

Kein Verfahren liefert die notwendige hohe zeitliche und räumliche Auflösung, um das dynamische Verhalten der Ausflussgletscher direkt zu beobachten. Neben der Massenbilanz liefern die direkte Beobachtung der geometrischen Form und die mit Fernerkundungssensoren messbaren Gletschereigenschaften wichtige Parameter zur Beschreibung des Gletscherzustandes und seiner Veränderung. Wie in Abschnitt 2.2 diskutiert, sind insbesondere Oberflächenhöhe, Fließgeschwindigkeit und Frontlage dazu besonders geeignet. Daneben können die Höhe der Gleichgewichtslinie und die räumliche Ausprägung der Eisfazien zusätzliche Informationen liefern, welche aber in der Regel sehr ungenau oder nur unter Zuhilfenahme von Modellannahmen bestimmbar sind (Hagen und Liestøl, 1990).

Die sensoralen Anforderungen zur Untersuchung der Frontlage und der Fließgeschwindigkeit eines Eisschildes sowie dessen Variabilität sind hoch. Die Erfassung der saisonalen und interannualen Prozesse erfordert eine zeitliche Auflösung von mindestens einem Monat. Insbesondere ist eine hohe zeitliche Auflösung am Ende der Ablationsperiode wünschenswert, da in dieser Zeit die größten Veränderungen im Fließverhalten auftreten. Gleichzeitig muss zur Untersuchung des Langzeitverhaltens der Ausflussgletscher ein möglichst kontinuierlicher Beobachtungszeitraum von mindestens einer Dekade gewährleistet sein.

Tabelle 2.1: Übersicht der häufig verwendeten bildgebenden Satellitenmissionen in der Gletscherfernerkundung.

	Passive Verfahren			Aktive Verfahren			
	Landsat	ASTER	SPOT	ALOS	TerraSAR-X	ERS-1/2	RADARSAT
Missionszeitraum	1972–heute	1999–heute	1986–heute	2006–2011	2007–heute	1991–2011	1995–heute
Wiederholzyklus	16 Tage ^a	16 Tage	(2–3 Tage) ^b	46 Tage	11 Tage	1, 3, 35, 168 Tage	24 Tage
räuml. Abdeckung	±82 °	±83 °	±83 °	±83 °	global	±83 °	global
Bodenauflösung	15–80 m	15–90 m	1,5–20 m	7–100 m	1–18,5 m	8–20 m	1–100 m
spektraler Bereich	0,45–12,5 µm	0,52–11,65 µm	0,45–0,89 µm	L-Band	X-Band	C-Band	C-Band
Spektralkanäle	4–8	14	4–5	-	-	-	-
kostenfrei	ja	nein	nein	nein	nein	nein	nein

ASTER: *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*; SPOT: *Système Pour l'Observation de la Terre*; ERS: *European Remote Sensing Satellite*; ALOS: *Advanced Land Observing Satellite*

^a Landsat-1–3: 18 Tage Wiederholorbit

^b Kein echter Wiederholorbit

Die räumliche Auflösung der Fließgeschwindigkeit sollte für eisdynamische Untersuchungen zwischen 100 m und 1 km liegen (Forsberg, 2012), wodurch eine Bodenauflösung des Sensors von deutlich besser als 100 Metern erforderlich ist. Bei gleichzeitiger Abdeckung des gesamten grönländischen Eisrandes (bis etwa 82°N) realisieren dies derzeit nur bildgebende Satellitenmissionen. Weiterhin sind für die massenhafte Bearbeitung von Satellitendaten konsistente Datenprodukte, kalibrierte Instrumente mit vorhersagbarer Fehlercharakteristik sowie gute geometrische Rektifizierungen notwendig (Hansen und Loveland, 2012; Wulder u. a., 2012). Nicht zuletzt müssen die Kosten für die Datenprodukte gering ausfallen.

Hinsichtlich ihres Aufnahmesystems unterteilt man die bildgebenden Sensoren in aktive und passive Verfahren. Während aktive Sensoren eine künstliche Strahlungsquelle einsetzen, wird bei den passiv arbeitenden Sensoren die im Sensor einfallende elektromagnetische Strahlung detektiert. Je nach genutztem Spektralbereich kann dies die von der Erdoberfläche emittierte oder das an der Oberfläche reflektierte Sonnenlicht sein (Kääb, 2005). Während der Nacht ist die geringe Globalstrahlung im Bereich des sichtbaren Lichtes nicht ausreichend, um Bilddaten aus dem Rückstreusignal zu erzeugen. In Abhängigkeit von der geografischen Breite entstehen so in polaren Gebieten Beobachtungsausfälle von mehreren Monaten. Viele optische Satellitenmissionen detektieren die einfallende Strahlung in mehreren diskreten Bändern des Spektrums (König u. a., 2001). Mit den Daten dieser Multispektralsensoren ist es unter anderem möglich, unterschiedliche Oberflächentypen automatisch zu klassifizieren. Hingegen können in diesen Spektralbereichen Gebiete mit Wolken- und Nebelbedeckung nicht durchdrungen werden. Die Häufigkeit dieser Ereignisse schränkt die Nutzung dieser Daten insbesondere in den Randlagen des Eisschildes teilweise erheblich ein (Marshall u. a., 1994; Bindshadler u. a., 2001). Zusätzlich kann der sowohl bei aktiven als auch bei passiven Systemen auftretende Schattenwurf zu fehlerhaften Ergebnissen innerhalb der automatischen Auswertestrategien führen.

In den letzten Jahren haben im Bereich der Gletscherfernerkundung immer mehr aktive Radarsensoren mit synthetischer Apertur (SAR) an Einfluss gewonnen, die neben einer hohen räumlichen Auflösung unabhängig von der vorherrschenden Wolkenbedeckung sind und aufgrund der aktiven Strahlungsquellen Aufnahmen während der Polarnacht ermöglichen.

Eine Zusammenstellung der für das Monitoring von Ausflussgletschern häufig genutzten Sensoren gibt Tabelle 2.1. Die für die Untersuchung der Ausflussgletscher notwendige Anzahl an Satellitenszenen liegt je nach Szenenabdeckung, betrachtetem Zeitraum und zeitlicher Auflösung zwischen tausend und einigen zehntausend Aufnahmen. Aufgrund des kostenfreien Zugriffs, der annähernd globalen räumlichen Abde-

ckung und der hohen zeitlichen Auflösung bei gleichzeitiger Verfügbarkeit einer kontinuierlichen Zeitreihe seit 1972 wurden für diese Arbeit hauptsächlich die Satellitenszenen der Landsat-Mission verwendet. Damit ist es möglich, das Fließregime und die Frontlage eines Großteils der grönländischen Ausflussgletscher der letzten Dekade flächendeckend zu bestimmen.

3 Das Landsat-Programm: Satelliten und Sensoren

3.1 Überblick

Der im Jahre 1972 gestartete *Earth Resource Technology Satellite 1* (ERTS-1), der später in Landsat 1 umbenannt wurde, war der erste zivile Erderkundungssatellit und markierte den Beginn einer neuen Ära der Satellitenfernerkundung (Hildebrandt, 1996; Goward und Williams, 1997; Loveland und Dwyer, 2012). Das primäre Ziel der Landsat-Mission ist es, mit Hilfe von wiederholten, multispektralen Satellitenaufnahmen der Erdoberfläche die natürlichen und anthropogenen Veränderungen zu entdecken, zu charakterisieren und zu beobachten (Goward und Williams, 1997).

Der sonnensynchrone, polnahe Orbit des Landsat 1 ermöglicht es, einen Großteil der Landfläche in regelmäßigen Abständen von 18 Tagen zu beobachten. Als primäres Beobachtungsinstrument wurde eine radiometrisch kalibrierte Videokamera (RBV – *Return Beam Vidicon*) eingesetzt, die hauptsächlich für die visuelle Interpretation der 185 km×185 km großen Bildaufnahmen konzipiert wurde. Tatsächlich wurde das RBV-System aufgrund der überragenden Sensoreigenschaften des MSS-Systems (*Multispectral Scanner System*) selten genutzt (Colwell und Reeves, 1983). Anders als die zentralprojektive Abbildung des RBV-Systems arbeitete der MSS mit einem opto-mechanischen Scannersystem, das die Erdoberfläche zeilenweise mit einer Bodenauflösung von etwa 80 m abtastet und darüber hinaus erstmals numerische Bildanalysen mit Hilfe der digitalen Datenspeicherung ermöglichte (Colwell und Reeves, 1983; Goward und Williams, 1997).

Eine der ersten erfolgreichen wissenschaftlichen Anwendungen war die Bestimmung des spektralen Vegetationsindex (SVI), mit welchem u. a. der Vegetationszustand und dessen Phänologie über weite Regionen hinweg beobachtet werden konnte (Dethier, 1974; Richardson und Wiegand, 1977; Goward und Williams, 1997). Aufbauend auf diesen Ergebnissen konnten die Multispektraldaten zur Vorhersage von Ernteerträgen genutzt oder Aussagen über die Kohlendioxidemission der Vegetation getroffen werden (MacDonald und Hall, 1980; Price und Bausch, 1995). Parallel dazu wurden Landsat-Szenen auch für glaziologische Anwendungen verwendet. Neben der manuellen Kartierung von Küstenlinien und Gletscherfrontlagen konnte aus der Verschiebung der Schneegrenze eine grobe Abschätzung der Massenbilanzänderung getroffen werden (Southard und MacDonald, 1974; Østrem, 1975; Ferrigno und Gould, 1987). Krimmel und Meier (1975) nutzten die Satellitenaufnahmen zur Bestimmung von punktuellen Gletscherfließgeschwindigkeiten, die aus dem visuellen Vergleich von Spaltenmustern in zehn Jahre älteren Luftbildaufnahmen gewonnen wurden. Lucchitta und Ferguson (1986) verwendeten später automatische Verfahren zur Ableitung von Bewegungsfeldern antarktischer Eisströme.

Der Erfolg der Landsat-1-Mission ebnete den Weg für eine Reihe von Folgemissionen mit kontinuierlich verbesserten Beobachtungsinstrumenten. Während Landsat 2 und Landsat 3 fast baugleiche Kopien des

Tabelle 3.1: Landsat-Missionsüberblick und Instrumentierung (nach Loveland und Dwyer (2012)).

Missionsname	Instrumente	Wiederhol-orbit [Tage]	Inklination [°]	Äquator-überflug	Missionszeitraum				
					1970	1980	1990	2000	2010
Landsat 1	MSS, RBV	18	99,2	09:30	—	—	—	—	—
Landsat 2	MSS, RBV	18	99,2	09:30	—	—	—	—	—
Landsat 3	MSS, RBV	18	99,2	09:30	—	—	—	—	—
Landsat 4	TM, MSS	16	98,2	09:45	—	—	—	—	—
Landsat 5	TM, MSS	16	98,2	09:45	—	—	—	—	—
Landsat 6	ETM	16	98,2	10:00	—	—	—	* Absturz	—
Landsat 7	ETM ⁺	16	98,2	10:00	—	—	—	—	—
Landsat 8	OLI, TIRS [*]	16	98,2	10:00	—	—	—	—	—

* OLI: *Operational Land Imager*; TIRS: *Thermal InfraRed Sensor*

Landsat 1 waren, ermöglichte der *Thematic Mapper* (TM) auf Landsat 4 und Landsat 5 eine differenziertere Beobachtung in vier multispektralen Kanälen bei gleichzeitiger Verdopplung der Bodenauflösung auf 30 m. Eine Weiterentwicklung des TM sollte auf Landsat 6 erprobt werden, der jedoch am 5. Oktober 1993 während des Starts abstürzte. Rund sechs Jahre später startete im April 1999 Landsat 7 mit dem *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM⁺).

Mit dem Beginn der Landsat-7-Mission erfolgte zusätzlich eine koordinierte, globale Aufnahmeplanung (LTAP – *Long-Term Acquisition Plan*). Zugleich wurde das primäre Ziel einer langfristigen Veränderungsdetektion der Biosphäre um die Erfassung der saisonalen und interannualen Variationen erweitert (Goward u. a., 2001). Die Identifizierung der Veränderungszyklen und die daraus abgeleitete zeitliche Aufnahme-frequenz erhöht die Anzahl der genutzten Szenen maßgeblich. Zusätzlich wird jede Szenenaufnahme so geplant, dass der Aufnahmezeitpunkt in eine Phase statistisch niedriger Wolkenbedeckung fällt (Arvidson u. a., 2001). In polaren Regionen berücksichtigt man bei der Aufnahmeplanung zusätzlich die Rückstrahlungsintensität in Abhängigkeit vom Elevationswinkel der Sonne (Arvidson u. a., 2002). Aufgrund der beschränkten Aufnahmekapazität von etwa 250 Szenen pro Tag ist die Aufnahme der polaren Eisschilde nur einmal jährlich geplant. Tatsächlich geschieht die Aufnahme der Gletschergebiete wesentlich öfter und erfolgt bevorzugt in der für viele glaziologische Anwendungen günstigen Ablationsperiode (Arvidson u. a., 2001).

Die bisher sechs erfolgreichen Landsat-Missionen liefern mit einer kontinuierlichen Datenreihe von über 40 Jahren die längste zusammenhängende und zugleich globale Aufnahme der Erdoberfläche (Loveland und Dwyer, 2012). Eine Fortsetzung der Datenreihe erfolgte mit dem Start des Landsat 8 am 11. Februar 2013. Mit Landsat 7 und Landsat 8 sind noch zwei aktive Satelliten im Orbit, die dieses einmalige Datenarchiv kontinuierlich erweitern. Die bereits in Entwicklung befindlichen Folgemissionen Landsat 9 und Landsat 10 sollen auch zukünftig die Weiterführung der Datenreihe sicherstellen (ebd.). Tabelle 3.1 gibt einen Überblick aller gestarteten Landsat-Satelliten.

Der wechselnde operationelle Betrieb und Datenvertrieb hatte zur Folge, dass keine standardisierten Datenprodukte und oft keine wissenschaftlich angemessene Preispolitik existierten. Dies führte zu einer geringen Nutzung der Landsat-Daten (Wulder u. a., 2012). Mit der Übernahme der Landsat-Missionskoordination durch das *U. S. Geological Survey* (USGS) wurde die komplette Verarbeitungskette von der Rohdatenakquisition zu den Landsat-Standardprodukten in einem hohen Maße automatisiert und standardisiert (ebd.).

Tabelle 3.2: Glaziologische Anwendungen der Landsat-Daten mit der jeweiligen Schlüsselpublikation.

Anwendung	Referenz	Anwendung	Referenz
Ableitung der Fließgeschwindigkeit	<i>Krimmel und Meier (1975)</i>	Bestimmung der Albedo	<i>Dozier (1984)</i>
Gletscherinventarisierung	<i>Williams u. a. (1991)</i>	Mosaikierte Orthofotos	<i>Bindschadler u. a. (2008)</i>
Kart. glazio-morph. Parameter	<i>Sudgen (1978)</i>	Schneebedeckung	<i>Hall u. a. (1995a)</i>
Ableitung der Eisscheiden	<i>Dowdeswell u. a. (1995)</i>	Eiseinzugsgebiete	<i>Dowdeswell und McIntyre (1987)</i>
Ident. von Surge-Gletschern	<i>Dowdeswell und Williams (1997)</i>	Klass. von Eisfazien	<i>Williams u. a. (1991)</i>
Best. der Gleichgewichtslinie	<i>Williams u. a. (1991)</i>	Kart. der Aufsetzzone	<i>Whillans und Johnsen (1983)</i>
Meereisbedeckung und -konz.	<i>Markus u. a. (2002)</i>	Oberflächentemperatur	<i>Orheim und Lucchitta (1988)</i>
Bestimmung der Oberflächenhöhe	<i>Bindschadler und Vornberger (1994)</i>	Ableitung der Korngröße	<i>Bourdelle und Fily (1993)</i>

Zusätzlich werden seit 2009 alle Landsat-Standardprodukte kostenfrei zur Verfügung gestellt, womit die Anzahl der genutzten Datensätze um ein Tausendfaches stieg (USGS, 2008; Loveland und Dwyer, 2012). Zusammen bildet dies die Grundvoraussetzung für eine automatische Massenverarbeitung von Satellitenszenen und ermöglicht eine Vielzahl neuer Anwendungsmöglichkeiten (Woodcock u. a., 2008; Wulder u. a., 2012). Gleichzeitig erfordert die Massenverarbeitung eine Entwicklung von automatischen, robusten Validierungsmethoden (Hansen und Loveland, 2012; Wulder u. a., 2012).

Heutzutage liegt der Großteil der Anwendungen im Bereich der Veränderungsdetektion von Waldflächen. Die Bestimmung der Biodiversität und die Abschätzung des Kohlendioxidspeicherpotenzials sind nicht nur von hohem gesellschaftlichen Interesse, sondern auch gut mit überwachten Klassifikationsmethoden zu bestimmen (Hansen und Loveland, 2012). Daneben wurde aber auch eine Vielzahl von glaziologisch relevanten Anwendungen entwickelt. Eine Erfolg versprechende Anwendungsmöglichkeit war die Ableitung der Oberflächentopografie aus Helligkeitsgradienten, die aber aufgrund der geringen Genauigkeit wenig Anwendung fand (Bingham und Rees, 1999). Eine Inventarisierung aller Gletscherregionen der Erde wurde im »*Satellite Image Atlas of the World*« zusammengestellt, der einen separaten Band über eine Vielzahl der grönländischen Gletscher enthält (Weidick, 1995; Williams und Ferrigno, 2005). Tabelle 3.2 beinhaltet die zahlreichen glaziologischen Anwendungsmöglichkeiten der Landsat-Daten.

3.2 Opto-mechanische Scannersysteme des Landsat-Programms

3.2.1 Aufnahmeprinzip und Bildrektifizierung

Mit Ausnahme des RBV und der weiterentwickelten Sensortechnik auf Landsat 8 wurden ausschließlich opto-mechanische Scannersysteme auf den Landsat-Satelliten eingesetzt. Opto-mechanische Scanner (Abtaster) messen die einfallende elektromagnetische Strahlung eines kleinen Flächenelementes F auf der Erdoberfläche. Mit Hilfe eines oszillierenden Scanspiegels werden die Flächenelemente quer zur Flugrichtung erfasst. Zusammen mit der Bewegung des Scannersystems entlang der Flugtrajektorie kann so ein Geländestreifen (Schwad) aufgenommen werden. Mit diesem flächenabbildenden Aufnahmesystem entsteht eine Parallelprojektion entlang der Flugrichtung und eine Zentralprojektion quer zur Flugrichtung. Abbildung 3.1 zeigt eine Prinzipskizze eines opto-mechanischen Scannersystems, wie es auf den Landsat-Satelliten eingesetzt wird. Die Schwadbreite S ergibt sich nach (3.1) und ist abhängig von der Höhe der Aufnahmeplattform über der Erdoberfläche h_S und dem Gesamtöffnungswinkel des Aufnahmesystems Ω_S . Damit aufeinanderfolgende Scanzeilen lückenlos aneinander passen, wird die Scanspiegelgeschwindigkeit

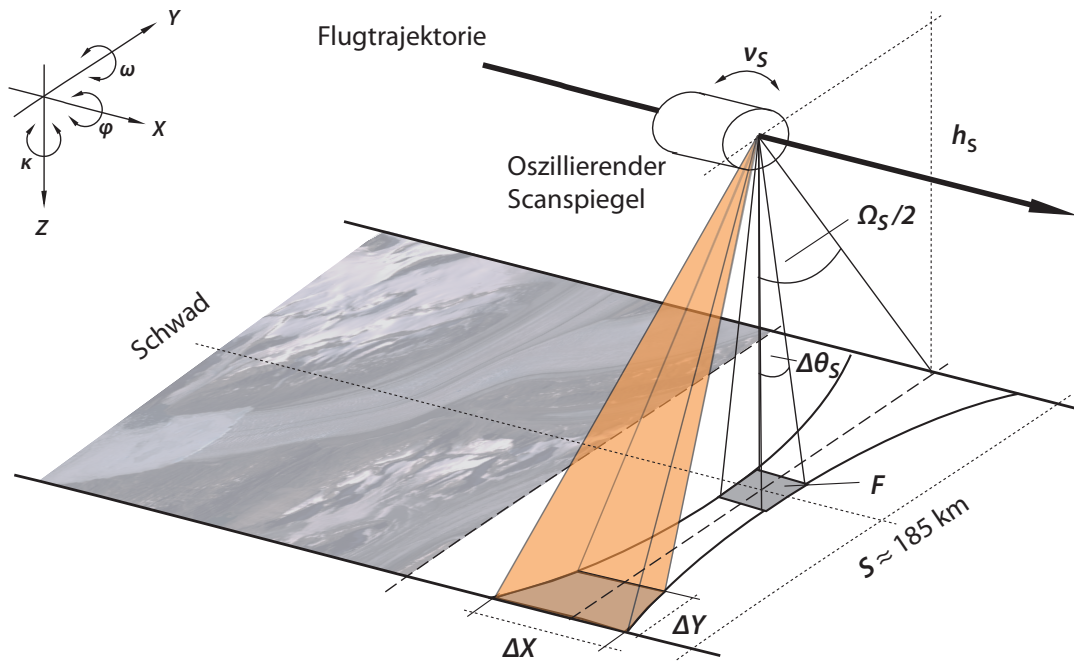


Abbildung 3.1: Aufnahmegeometrie eines opto-mechanischen Scanners. Ein wippender Scanspiegel lenkt die elektromagnetische Strahlung eines Flächenelementes F quer zur Flugrichtung auf einen Detektor. Zusammen mit der Bewegung der Sensorplattform wird im Falle der Landsat-Mission ein etwa 185 km breiter Streifen der Erdoberfläche aufgenommen.

(Abtastfrequenz) v_s so angepasst, dass die Zeilenpassbedingung (3.2) erfüllt ist:

$$S = 2 \cdot h_s \cdot \tan \frac{\Omega_s}{2} \quad (3.1)$$

$$\frac{V_p}{h_s} = \Delta\theta_s \cdot v_s \quad (3.2)$$

Hier bezeichnet $\Delta\theta_s$ den Öffnungswinkel der Sensoroptik (IFOV – *Instantaneous Field of View*) und V_p die Plattformgeschwindigkeit des Satelliten. In Abhängigkeit von der jeweiligen Auslenkung des Scanspiegels θ_s variiert die Bodenauflösung in Flugrichtung ΔX bzw. quer zur Flugrichtung ΔY :

$$\Delta X = \frac{h_s \cdot \Delta\theta_s}{\cos \theta_s} \quad (3.3)$$

$$\Delta Y = \frac{h_s \cdot \Delta\theta_s}{\cos^2 \theta_s} \quad (3.4)$$

Zu den Rändern des Scanstreifens hin nimmt die Größe der Flächenelemente zu. Dieser auch als Panoramaverzerrung bekannte Effekt wird zusätzlich durch die Erdkrümmung verstärkt und im Rahmen der Bildrektifizierung nachträglich korrigiert. Während des Scans lenkt die Spiegeloptik die einfallende Strahlung auf mehrere in der Fokalebene befindliche Detektoren. Die geometrische Anordnung der einzelnen Detektoren führt zu einer versetzten Aufnahme der Flächenelemente und muss korrigiert werden. Abbildung 3.2 zeigt beispielhaft die Fokalebene des ETM⁺-Sensors, bei dem bis zu 32 Detektoren nebeneinander angeordnet sind und der so einen 480 m breiten Streifen der Erdoberfläche aufnimmt.

Aufgrund der Vorwärtsbewegung der Satellitenplattform erfolgt die Abtastung quer zur Flugrichtung nicht exakt orthogonal, sondern wird leicht abgelenkt (Zeilenschiefe). Um diesem Effekt entgegenzuwirken, wurde beim TM- und ETM⁺-System ein zusätzliches Spiegelpaar in den Strahlengang eingebracht und mit dem Scanspiegel mechanisch so gekoppelt, dass stets zueinander parallele Scanzeilen aufgenommen

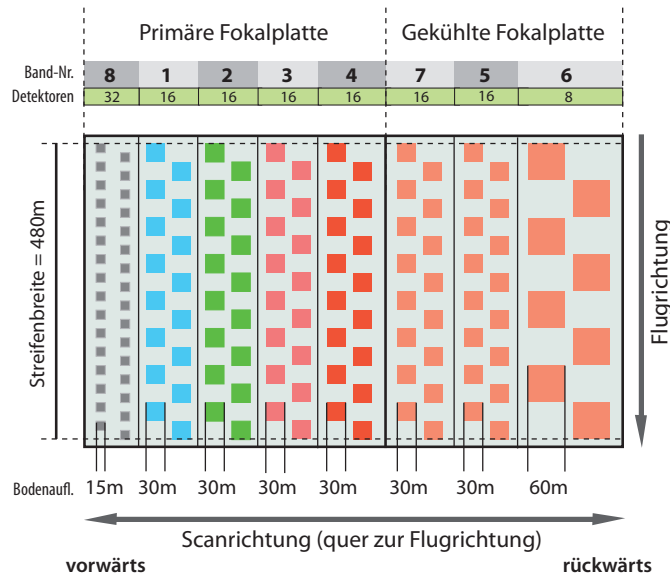


Abbildung 3.2: Fokallatte des ETM⁺. Aufgrund des horizontalen Versatzes der Detektoren ist die tatsächliche Aufnahme der Flächenelemente am Boden nicht identisch (NASA, 2013).

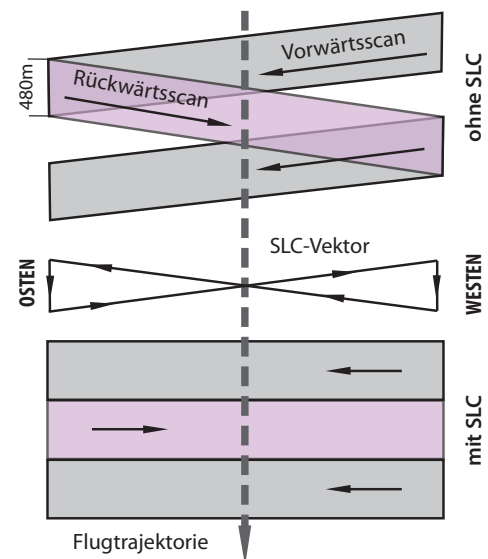


Abbildung 3.3: Schematische Darstellung der mechanischen Korrektur der Scanzeilenaufnahme (angelehnt an USGS (1984)).

werden (SLC – *Scan Line Corrector*). Das hat den Vorteil, dass die Scanspiegelgeschwindigkeit verringert werden kann. Die dadurch deutlich längere Belichtungszeit des einzelnen Flächenelementes gestattet die Verwendung kleinerer Detektorelemente und führt zu einer höheren geometrischen Auflösung. Die Wirkungsweise dieser mechanischen Kompensation zeigt Abbildung 3.3. Aufgrund der fehlenden Korrekturspiegel beim MSS-System muss die Zeilenschiefe nachträglich korrigiert werden.

Weiterhin unterliegen die aufgenommenen Rohdaten geometrischen Verzerrungen, die im Zuge der Bildrektifizierung korrigiert oder reduziert werden. Zu den größten geometrischen Einflüssen zählt der Zeilenversatz aufgrund der Erdrotation. Der Versatz während des Überflugs der etwa 185 km langen Szene beträgt 12,5 km und wird mit Hilfe der bekannten Orientierung der Satellitenplattform korrigiert. Des Weiteren führt eine Änderung der Scanspiegelgeschwindigkeit zu komplizierten geometrischen Verzerrungen entlang einer Scanzeile, die im Rahmen von regelmäßig durchgeführten Validierungs- und Korrekturphasen bestimmt werden. Die wesentlichen geometrischen Verzerrungen und ihre Auswirkungen auf die Bildgeometrie sind in Tabelle 3.3 zusammengefasst.

Die Bilddaten werden auf ein äquidistantes Raster mit einer quadratischen Bodenauflösung von ΔXY interpoliert, um die Auswertung mit Hilfe der digitalen Bildverarbeitung zu erleichtern. Der geometrische Zusammenhang zwischen der Detektorposition und dem georeferenzierten Bildelement (Pixel) wird über die Sensorblickrichtung (LOS – *Line of Sight*) realisiert. In diesem funktionalen Aufnahmeverfahren werden neben den Lage- sowie Orientierungsdaten des Satelliten und des Aufnahmesystems auch Parameter der Bildrektifizierung integriert (Colwell und Reeves, 1983; USGS, 2006).

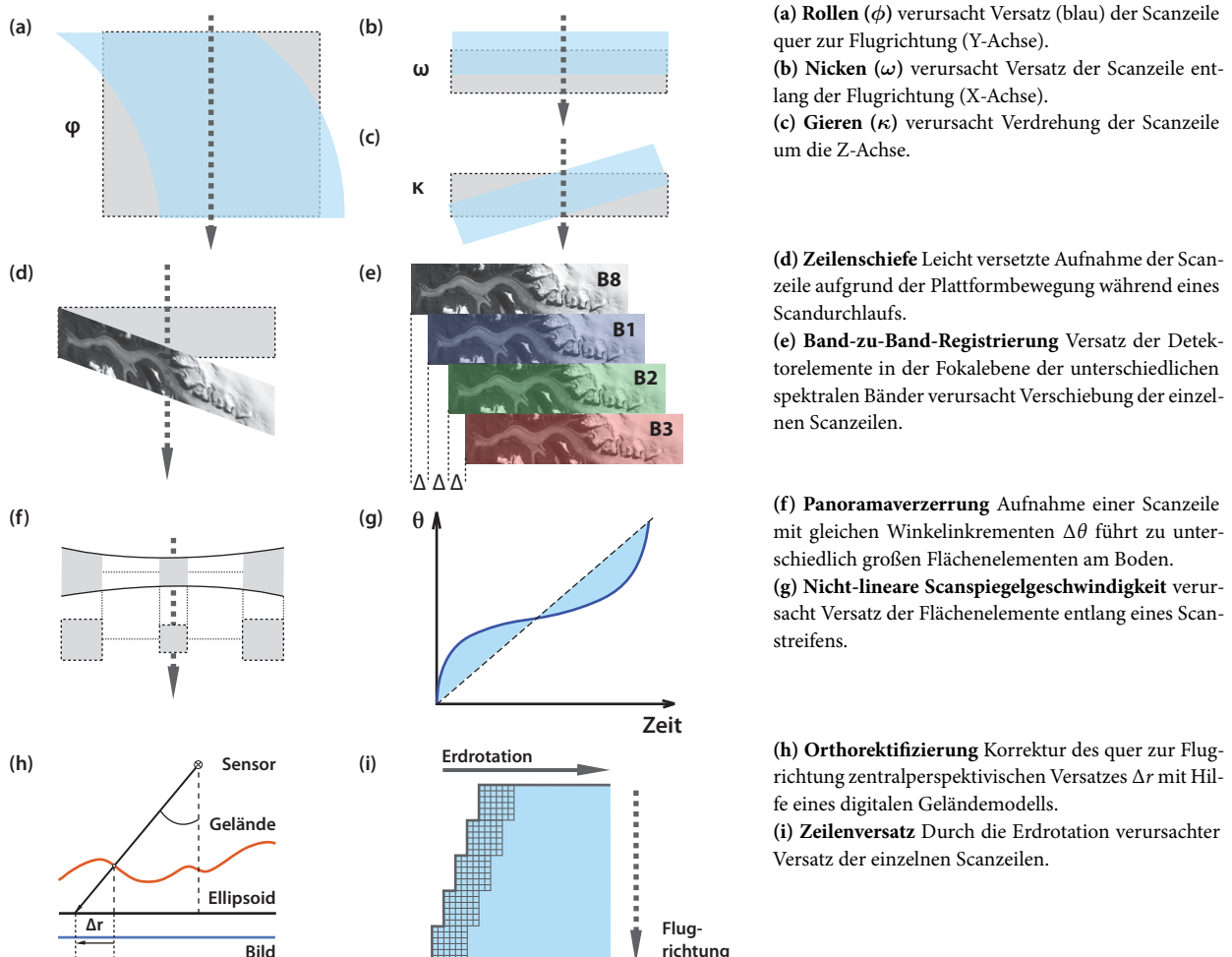
3.2.2 Georeferenzierung und Katalogisierung

Die absolute Lage eines rektifizierten Bildes wird durch die Georeferenzierung hergestellt und ist im *World Geodetic System 1984* (WGS84) realisiert. Eine grobe Referenzierung erfolgt über die bekannte Satellitenpo-

sition und die Aufnahmeorientierung des Scanspiegels. Zur Steigerung der absoluten Lagegenauigkeit werden Passpunktinformationen hinzugezogen. Die seit Landsat 4 an Bord installierten GNSS²-Empfänger ermöglichen so eine Positionierungsgenauigkeit von weniger als 50 m. Hingegen können Aufnahmen von Landsat 1–3 eine teilweise geringe Positionierungsgenauigkeit von mehr als 1 bis 2 km aufweisen.

Zur eindeutigen geografischen Zuordnung sind alle nominalen Szenenmittelpunkte jeder Wiederholspur im *Worldwide Reference System* (WRS) katalogisiert. Jeder Wiederholorbit wird über seine Umlaufnummer (*path*) identifiziert. Die Position innerhalb eines Orbits gibt die Reihennummer (*row*) an und wird, beginnend mit der Reihennummer 001 der nördlichsten Szenen, absteigend entlang des Orbits nummeriert. Aufgrund der unterschiedlichen Satellitenbahnelemente und der damit verbundenen Änderung des Wiederholspurmusters werden die Satellitenaufnahmen von Landsat 1–3 im WRS-1 und die Aufnahmen von Landsat 4, 5 und 7 im WRS-2 angegeben. Folglich ändern sich auch die Anzahl der Umlaufnummern und die geografische Lage der nominalen Szenenmittelpunkte zwischen beiden WRS-Varianten. Alle absteigenden Bahnbögen (Reihennummer 001–122, WRS-2) verlaufen aufgrund der sonnensynchronen

Tabelle 3.3: Geometrische Verzerrungen opto-mechanischer Scannersysteme.



²Global Navigation Satellite System

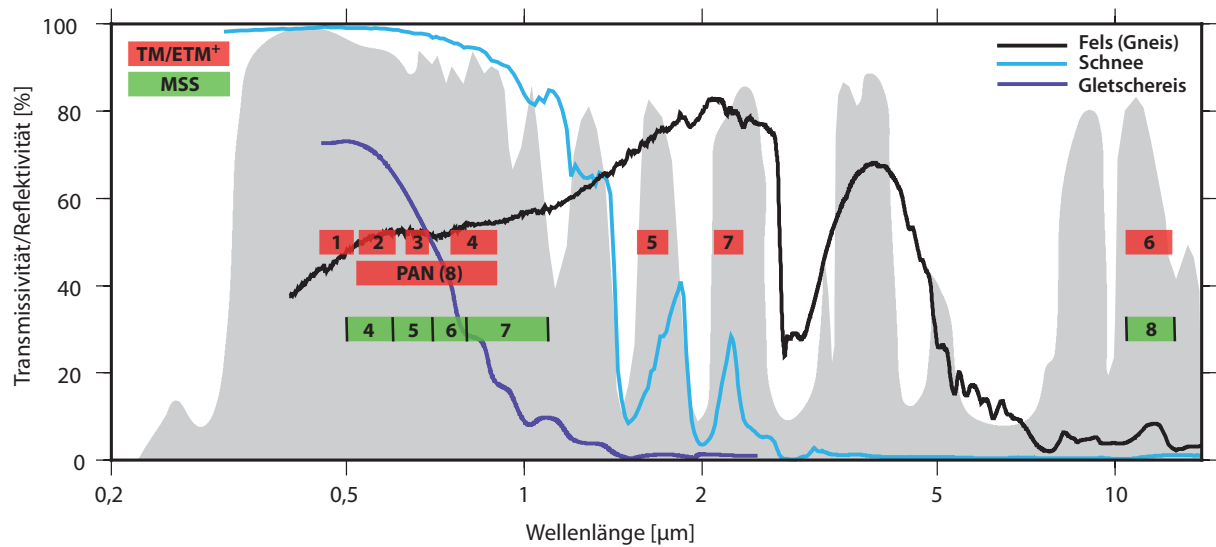


Abbildung 3.4: Atmosphärische Transmissivität (grau; aus Kääb (2005)) und Multispektralbereiche der Landsat-Sensoren. Die grünen Balken zeigen die spektralen Bereiche und Kanalnummern des MSS (auf Landsat 4 und 5 bei eins beginnend). Für den TM und ETM⁺ sind diese entsprechend in Rot dargestellt. Die einzelnen Kurven zeigen die spektrale Reflektivität von Fels (schwarz), Schnee (hellblau) und Gletschereis (dunkelblau) (aus Zibordi u. a. (1996); Baldrige u. a. (2009)).

Bahnkonfiguration auf der Tagseite der Erde. Die Szenen der aufsteigenden Bahnbögen (Reihennummer 123-244, WRS-2) hingegen verlaufen auf der Nachtseite der Erde und werden nur im thermischen Infrarot aufgenommen (Colwell und Reeves, 1983; Gierloff-Emden, 1989; NASA, 2013).

Aufgrund unterschiedlicher Einflüsse kann die tatsächliche Orbittrajektorie von der nominalen Lage eines idealen sonnensynchronen Wiederholorbis abweichen. Überschreitet die Abweichung quer zur nominalen Spur ± 18 km (Landsat 1–3), so werden die Bahnelemente mit Hilfe von Orbitmanövern angepasst.

Die seitliche Überlappung der Landsat-Szenen benachbarter Wiederholspuren steigt aufgrund der konvergierenden Bahnbögen zu den Polen hin an. Während auf $\pm 60^\circ$ Breite die Überlappung rund 57 % beträgt, steigt sie auf etwa 85 % in $\pm 80^\circ$ Breite und führt so gegenüber den niederen Breiten zu deutlich höheren Wiederholraten. Die Abstände der WRS-Mittelpunkte entlang der Flugrichtung sind so gewählt, dass sich die Überlappung benachbarter Szenen auf rund 5 % (Landsat 1 und Landsat 2 etwa 10 %) beläuft (USGS, 1979; NASA, 2013).

3.2.3 Radiometrische Eigenschaften

Die passiven Aufnahmesysteme der Landsat-Mission gehören zu den Multispektralscannern. Sie sind in der Lage, unterschiedliche spektrale Bereiche der einfallenden Strahlung separat zu erfassen. Die einfallende elektromagnetische Strahlung ist eine Überlagerung aus reflektierter und emittierter Strahlung der Erdoberfläche sowie Streuanteilen der Atmosphäre. Aufgrund der kalten, sauberen Luft in Polarregionen ist der Effekt der atmosphärischen Streuung klein (Bindschadler, 1998). Die empfangene elektromagnetische Strahlungsenergie wird in einem Detektor quantisiert, in ein elektrisches Signal gewandelt und als ganzzahliger Grauwert dem jeweiligen Flächenelement zugeordnet (Hildebrandt, 1996). Die am Detektor anliegende Strahlungsenergie eines Flächenelements Q_F kann mit Hilfe der

Übertragungsfunktion (3.5)³ beschrieben werden.

$$Q_F = f_E * q_a * q_o * q_s \quad (3.5)$$

Die Strahlungsenergie der Erdoberfläche f_E wird hierbei von den Anteilen der Atmosphäre q_a , der Übertragungsfunktion der Sensoroptik q_o und dem Abtastprozess q_s beeinflusst. Die größten Signalveränderungen ruft die Atmosphäre hervor, die im Wesentlichen zu einer Signaldämpfung und damit zu einer Verringerung des Bildkontrastes führt. Insbesondere beeinflusst die Rayleigh-Streuung die Bereiche des sichtbaren Spektrums stark. Weiterhin wirken die Abtasteigenschaften des Sensors q_s wie ein Bandpassfilter auf die Eingangsstrahlung (Colwell und Reeves, 1983).

Ein einzelner spektraler Bereich und die dazugehörigen Aufnahmen wird Band bzw. Kanal genannt. Die Bandauswahl des Aufnahmeinstrumentes beinhaltet üblicherweise Bereiche des sichtbaren Lichtes, des nahen Infrarots und des thermischen Infrarots. Zum einen lässt sich darüber die unterschiedliche Bodenbedeckung anhand ihrer spektralen Rückstreucharakteristiken unterscheiden, zum anderen ist in diesen Bereichen eine gute atmosphärische Transmissivität gewährleistet (siehe Abbildung 3.4). Die Zerlegung der Strahlung in definierte spektrale Bandbereiche erfolgt dabei über dichroitische Filter, Glasprismen oder Beugungsgitter (Hildebrandt, 1996).

3.3 Multispektralsensoren der Landsat-Satelliten

3.3.1 Multispectral Scanner System – MSS

Der MSS wurde auf Landsat 1–5 eingesetzt und zeichnete die einfallende elektromagnetische Strahlung in vier Bändern zwischen 0,5 bis 1,1 μm mit je sechs Detektoren in der optischen Ebene auf. Eine Zusammenschau der einzelnen Bandbereiche gibt Abbildung 3.4. Zusätzlich wurde der MSS auf Landsat 3 noch um einen fünften Kanal erweitert, der die Aufnahme im thermischen Infrarot (10,4 bis 12,6 μm) ermöglichte (Colwell und Reeves, 1983). Das Scaninstrument hat eine Schwadbreite von 185 km mit einer nominalen Bodenauflösung von 79 m \times 79 m. Aufgrund der rund 40-prozentigen Überlappung benachbarter Scanpositionen beträgt die effektive Bodenauflösung 79 m entlang der Flugtrajektorie und 59 m senkrecht dazu. Alle Landsat-Standardprodukte werden jedoch mit einer Bodenauflösung von 60 m \times 60 m bereitgestellt. Eine Besonderheit bildet dabei die ausschließliche Aufnahme des Scanstreifens während des Vorwärtsscans. Mit einer aktiven Scanzeit von 33 ms werden 3300 Pixel innerhalb einer Scanzeile aufgenommen. Die als Detektoren der Bänder 4–6 eingesetzten Photoelektronenvervielfacher quantisierten die einfallende Strahlung auf 6-bit. In einem weiteren Schritt wurden die Grauwerte über eine Lookup-Tabelle auf 7-bit (Landsat 1, Landsat 2 und Landsat 3) bzw. 8-bit (Landsat 4 und Landsat 5) skaliert. Ein schlechtes SNR (Signal-Rausch-Verhältnis) dieser Elektronenröhren führte bei starken Rückstreusignalen zu einer Überstrahlung. Dies schränkt die Anwendung der MSS-Szenen insbesondere in schnee- und eisbedeckten Gebieten ein (Colwell und Reeves, 1983; Hildebrandt, 1996). Aufgrund eines irreparablen Sensorproblems auf Landsat 3 wurden zwischen 1980 und 1981 nur Daten weniger Epochen aufgezeichnet.

³Das Symbol $*$ bezeichnet den Faltungsoperator.

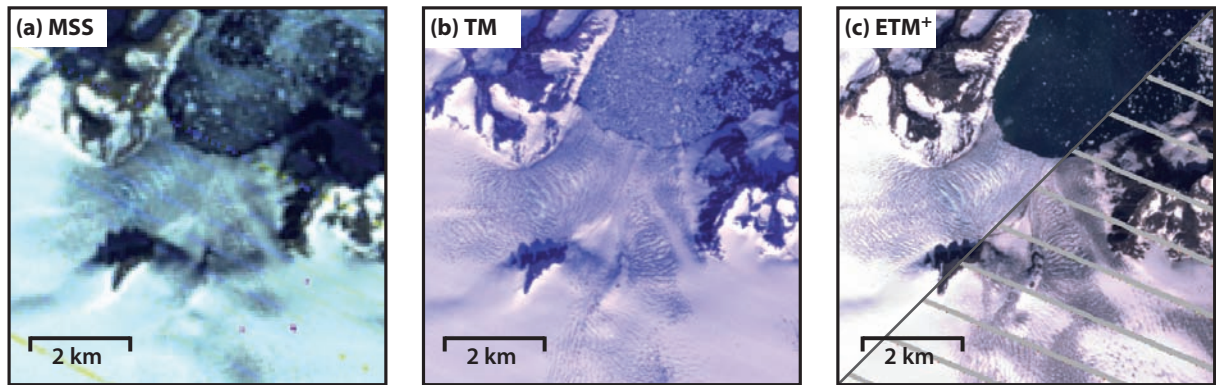


Abbildung 3.5: Beispielhafte Szenenausschnitte eines Ausflusses des Hutchinson-Gletschers (Nordost-Grönland), aufgenommen mit drei unterschiedlichen Landsat-Sensoren. Alle Ausschnitte zeigen Echtfarbenbilder der Kanäle 3, 2 und 1. (a) MSS-Sensor mit 60-m-, (b) TM-Sensor mit 30-m- und (c) ETM⁺-Sensor mit 15-m-Bodenauflösung (Intensitätswerte aus Kanal 8).

3.3.2 Thematic Mapper – TM

Der TM ist eine Weiterentwicklung des MSS und besitzt erstmalig einen SLC. Die Aufnahme erfolgt in sieben spektralen Bereichen, die jeweils einen schmalen Bereich als der MSS registrieren (siehe Abbildung 3.4). Dadurch ist es möglich, eine größere Anzahl von unterschiedlichen Oberflächentypen zu klassifizieren. Beispielsweise kann der zusätzliche Kanal im mittleren Infrarot (Band 5) zur Unterscheidung zwischen Schnee- und Wolkenbedeckung genutzt werden (Colwell und Reeves, 1983). Für die meisten glaziologischen Anwendungen liegt der größte Vorteil in der verdoppelten geometrischen Auflösung auf 30 m × 30 m (Band 1–6) sowie einer 8-bit-Quantisierung. Abbildung 3.5 zeigt beispielhaft einen mit den unterschiedlichen Landsat-Sensoren aufgenommenen Gletscherausschnitt. Aufgrund eines schwerwiegenden Sensordefekts auf Landsat 5 werden seit November 2011 keine TM-Szenen mehr aufgenommen. Die Registrierung von MSS-Daten wurde am 6. Januar 2013 eingestellt.

3.3.3 Enhanced Thematic Mapper Plus – ETM⁺

Der nur auf Landsat 7 installierte ETM⁺ ist eine leichte Modifikation des ursprünglich für Landsat 6 geplanten ETM-Sensors. Allerdings ist die grundsätzliche Bauart hinsichtlich Kanalanzahl sowie geometrischer und spektraler Auflösung mit dem TM-System identisch (NASA, 2013). Zu den wesentlichen Veränderungen zählt einerseits das zusätzliche panchromatische Band 8 (0,52 bis 0,90 µm) mit einer geometrischen Auflösung von 15 m und andererseits die mit 60 m verdoppelte geometrische Auflösung des thermischen Bereiches (Band 6). Zusätzlich erfolgt eine bandspezifische Verstärkung des detektierten Signals in Abhängigkeit von der Signalstärke. Der Ausfall des SLC am 31. Mai 2003 hatte zur Folge, dass Teile des Aufnahmestreifens nicht mehr registriert werden können. Alle Landsat-7-Szenen weisen seitdem ein regelmäßiges Streifenmuster auf (siehe Abbildung 3.5c).

3.4 Geometrische und radiometrische Sensorkalibrierung

Die über 40 Jahre andauernde Missionsdauer und die fortschreitende Entwicklung der einzelnen Landsat-Sensoren spiegeln sich auch in einer kontinuierlichen Verbesserung der Kalibrierungs- und Validierungsstrategien wider. Obgleich der MSS hauptsächlich zur visuellen Bildinterpretation ausgelegt war, wurde auch dieser vor dem Start einer intensiven radiometrischen Kalibrierung unterzogen. Allerdings bestanden während der operationellen Phase nur eingeschränkte Kalibrierungsmöglichkeiten (Markham und Helder, 2012). Seit der zweiten Sensorgeneration des TM erfolgt zwischen den einzelnen Satelliten eine zusätzliche radiometrische Kalibrierung. Diese gewährleistet optimale radiometrische Rückstreucharakteristiken (Chander und Micijevic, 2006).

Mit dem Start von Landsat 7 wurde ein weitreichendes Kalibrier- und Validierungssystem (IAS – *Image Assessment System*) im Bodensegment integriert. Im Rahmen des IAS wird die aktuelle radiometrische und geometrische Sensorcharakteristik überwacht und es werden regelmäßige Kalibrierungskampagnen veranlasst. Die radiometrische Kalibrierung umfasst zum einen die Bestimmung von Korrekturtermen anhand interner Kalibrierungssysteme. Zum anderen werden pseudo-invariante Strahlungsquellen (z. B. Wüstengebiete) auf der Erdoberfläche zur Gewährleistung der Langzeitstabilität hinzugezogen (Cosnefroy u. a., 1996; Markham und Helder, 2012). In den letzten Jahren wurden die TM-Sensoren dem IAS hinzugefügt und bezüglich des als Referenz dienenden ETM⁺-Systems kalibriert. Aufgrund der schlechten radiometrischen Eigenschaften des MSS erfolgte die Integration in das IAS erst spät. In einem ersten Schritt wurden alle MSS-Daten radiometrisch konsistent kalibriert. Anschließend wurde ein Bezug zum TM-System über gleichzeitig beobachtete Aufnahmen des MSS- und TM-Systems auf Landsat 5 vollzogen. Damit steht ein konsistent kalibriertes Datenarchiv aller Landsat-Missionen zur Verfügung, das für alle Bänder und Sensoren eine radiometrische Genauigkeit von etwa 10 % gewährleistet (Markham und Helder, 2012). Jedoch zeigt sich, dass aufgrund der Komponentenalterung und des damit verbundenen Verlusts der radiometrischen Stabilität nur eine eingeschränkte Nutzung der MSS-Daten möglich ist.

Zudem werden alle sensorspezifischen Parameter auf ihre geometrische Stabilität geprüft und in regelmäßigen Abständen kalibriert. Neben der absoluten Referenzierung der Aufnahme wird insbesondere eine gute Band-zu-Band-Registrierung gefordert. Die relativen Abweichungen der spektralen Bänder des Landsat 7 belaufen sich auf weniger als 0,3 Pixel (Lee u. a., 2004).

3.5 Landsat-Standardprodukte

Alle Landsat-Szenen werden über das EDC (*Earth Resources Observation Systems (EROS) Data Center*) des USGS bereitgestellt und können frei über das Internet⁴ bezogen werden. Obgleich ein Großteil der weltweit vorliegenden Szenen beim EDC archiviert ist, befindet sich noch immer eine beträchtliche Anzahl von Szenen in verschiedenen externen Archiven. Eine Zusammenführung dieser Daten in das EDC-Archiv wird im Rahmen des LGAC (*Landsat Global Archive Consolidation*) angestrebt (Wulder u. a., 2012).

Die Standardprodukte des USGS kennzeichnet eine einheitliche Prozesskette für alle Landsat-Sensoren mit wenigen standardisierten und gut dokumentierten Datenprodukten. Seit 2010 werden fast alle beim USGS

⁴<http://glovis.usgs.gov/>

Tabelle 3.4: Sensorspezifische Eigenschaften.

	MSS	TM	ETM ⁺
Bodenauflösung [†] [m]	60	30	15 (30)
Spektralkanäle [†]	4	6	7
rad. Quantisierung	6-bit	8-bit	8-bit
ungef. Bildgröße [Pixel]	4500×4500	8500×8500	17 000×17 000
Datenvolumen [MB]	~30	~150	~250

[†] im Bereich von 0,4–3 µm

Tabelle 3.5: Spezifikationen der Landsat-Produkte.

	LIG	LiGt	LIT
Georeferenzierung	ohne PP	ohne PP	mit PP
Orthorektifizierung	keine	ja, RAMP	ja, GLS
Kartenprojektion	UTM	polarstereogr.	UTM
Referenzellipsoid	WGS84	WGS84	WGS84
Verwendung	global	Antarktis	global

PP: Passpunkte

archivierten Landsat-Szenen routinemäßig innerhalb der Standardprozesskette LPGS (*Level-1 Product Generation System*) von Rohdaten zu Level-1-Daten verarbeitet. Alle Landsat-Szenen werden mit Hilfe der bikubischen Interpolation auf ein äquidistantes Raster abgebildet und besitzen in Abhängigkeit vom Sensor eine geometrische Auflösung von 15 bis 60 m (siehe Tabelle 3.4). Die im GeoTIFF-Datenformat vorliegenden Szenenprodukte werden standardmäßig in UTM-Projektion (*Universal Transverse Mercator*) mit WGS84-Datum erstellt. Einen Sonderfall bilden die Szenen im Bereich der Antarktis, die in einer polarstereografischen Abbildung bereitgestellt werden.

Alle Level-1-Produkte werden radiometrisch kalibriert, unterscheiden sich aber hinsichtlich des verwendeten Orthorektifizierungs- und Georeferenzierungsschemas. Eine Landsat-Szene ist entweder als LIT-, LIG- oder LiGt-Produkt veröffentlicht (USGS, 2013c). Die wesentlichen Unterschiede zwischen den Produkttypen sind in Tabelle 3.5 zusammengefasst.

Die LIG-Produkte beinhalten die geometrische Rektifizierung ohne Orthorektifizierung. In diesem Fall wird die Georeferenzierung ausschließlich über die ephemeriden- und sensorspezifischen Daten realisiert. Sind ausreichend Passpunkte im Aufnahmebereich identifizierbar, wird im Rahmen des LIT-Produktes eine exakte Georeferenzierung vorgenommen. Die verwendeten Passpunktinformationen werden aus dem GLS-Datensatz (*Global Land Surveys*) entnommen (Tucker u. a., 2004; USGS, 2013a). Anschließend können diese Szenen mit Hilfe eines Geländemodells orthorektifiziert werden. Das dazu verwendete Geländemodell ist ein Mosaik aus SRTM-Daten (*Shuttle Radar Topography Mission*) in Regionen mit einer geografischen Breite von $\pm 60^\circ$ und den regionalen Geländemodellen Kanadas und der USA. In den restlichen Regionen der Welt, u. a. in Grönland, wird im Orthorektifizierungsschritt das GTOPO30 (*Global 30 Arc Second Elevation Data Set*) mit einer geringen räumlichen Auflösung von 30'' verwendet. Einen Sonderfall bildet der Bereich der Antarktis, in welcher das RAMP-V2-Geländemodell (*Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2*) ohne Verwendung von Passpunktinformationen genutzt wird (LiGt-Produkt) (Liu u. a., 2001).

Je nach Datenprodukt, Satellitenplattform und Sensorart wird eine unterschiedliche geometrische Lagegenauigkeit erreicht. Während ETM⁺-Szenen eine absolute Lagegenauigkeit von etwa 30 bis 50 m aufweisen, können ältere MSS-Szenen Lageabweichungen von mehreren Kilometern besitzen (USGS, 2006). Bei Landsat-7-Produkten ohne SLC wird den Standardprodukten zusätzlich eine Binärmaske hinzugefügt, die eine Unterscheidung zwischen den abgebildeten Bereichen und den Datenlücken ermöglicht.

Wenige Szenen werden noch im NLAPS-Format (*National Land Archive Production System*) verarbeitet. Neben kleinen radiometrischen Unterschieden und grundlegend verschiedenen Metadatenstrukturen zwischen LPGS und NLAPS besteht ein wesentlicher Unterschied in der Referenzierung eines einzelnen Bildelementes (LPGS, 2012b). Während alle mit LPGS erstellten Szenen auf den Mittelpunkt eines Bildelementes referenziert sind, beziehen sich die NLAPS-Produkte vor Dezember 2008 auf die linke obere Ecke

eines Bildelementes. Weiterhin verursacht die Nutzung unterschiedlicher Ephemeridendaten geometrische Verschiebungen von bis zu 70 m (LPGS, 2012a).

Der direkte Zugriff auf das Landsat-Archiv ist für fast alle Szenen des aktuellen Aufnahmejahres und für ausgewählte Szenen der vergangenen Jahre möglich. Nicht vorgehaltene Szenen können in Paketen von maximal 100 Szenen bestellt werden und stehen in weniger als zwei Wochen zum Herunterladen bereit.

4 Verwendete Daten und Datenverwaltung

Als Datengrundlage wurden in dieser Arbeit vor allem Satellitendaten der Landsat-Mission verwendet. Die im Bereich des Grönländischen Eisschildes verfügbaren Szenen, deren räumliche und zeitliche Verteilung sowie deren produktspezifische Eigenschaften werden im Abschnitt 4.1 dargestellt. Abschnitt 4.2 beschreibt die zur Verbesserung der Orthorektifizierung verwendeten Höhenmodelle. Vorinformationen über das Fließregime der Ausflussgletscher helfen, die Berechnungsgeschwindigkeit der Geschwindigkeitsfelder zu erhöhen. Dazu werden die Geschwindigkeitsfelder von Joughin u. a. (2010a) verwendet, deren Eigenschaften im dritten Abschnitt beschrieben werden. Abschließend gibt Abschnitt 4.4 einen Überblick über die im Auswerteschritt genutzte interne Datenstruktur und Datenverwaltung.

4.1 Landsat-Szenen

Zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit und zur Ableitung der Frontlage werden ausschließlich Daten der Landsat-Mission verwendet. Entlang der Randbereiche des Grönländischen Eisschildes wurde für den gesamten Missionszeitraum ein Großteil aller verfügbaren Szenen heruntergeladen. Mit Ausnahme der Gebiete nördlich von 82°N , die aufgrund der Orbitkonfiguration der Landsat-Satelliten nicht aufgenommen werden können, liegt eine vollständige Abdeckung des Eisrandes vor. Eine Übersicht über die räumliche Verteilung der Szenen mit den nominellen Szenenpositionen zeigt Abbildung 4.1.

Insgesamt umfasst das genutzte Datenarchiv 16 915 Landsat-Szenen, von denen über 12 000 Landsat-7-Aufnahmen sind. Nur etwa 2200 MSS- und weitere 2000 TM-Aufnahmen stehen im Zeitraum zwischen 1972 und 1999 zur Verfügung. Dementsprechend herrscht eine zeitlich heterogene Aufnahmeverteilung (siehe Abbildung 4.2a). Während zwischen 1972 und 1976 jährlich etwa 250 Szenen im Bereich Grönlands akquiriert wurden, sind zwischen 1977 und 1982 nahezu keine Daten vorhanden. Auffällig ist die große Anzahl von TM-Aufnahmen in den Jahren 2006 und 2009. In diesen Jahren wurden für die Erstellung der globalen, nahtlosen Multispektraldatensätze GLS2005 und GLS2010⁵ im Bereich Grönlands streifenfreie Landsat-5-Daten aufgenommen (Gutman u. a., 2008; Gutman und Masek, 2012).

Mit dem Start von Landsat 7 stehen jährlich über 1000 Szenen zur Verfügung. Diese große Szenenanzahl ermöglicht erstmals die Ableitung von saisonalen und interannualen Variationen im Fließregime. Abbildung 4.2b zeigt zum einen die monatliche Verteilung aller Aufnahmen und zum anderen die Szenenverteilung für die Gebiete südlich bzw. nördlich von 70°N . Die meisten Szenen wurden in den Monaten Juni und Juli erfasst. Während in den südlichen Gebieten annähernd ganzjährig Szenenaufnahmen zur Verfügung

⁵http://landsat.usgs.gov/science_GLS.php

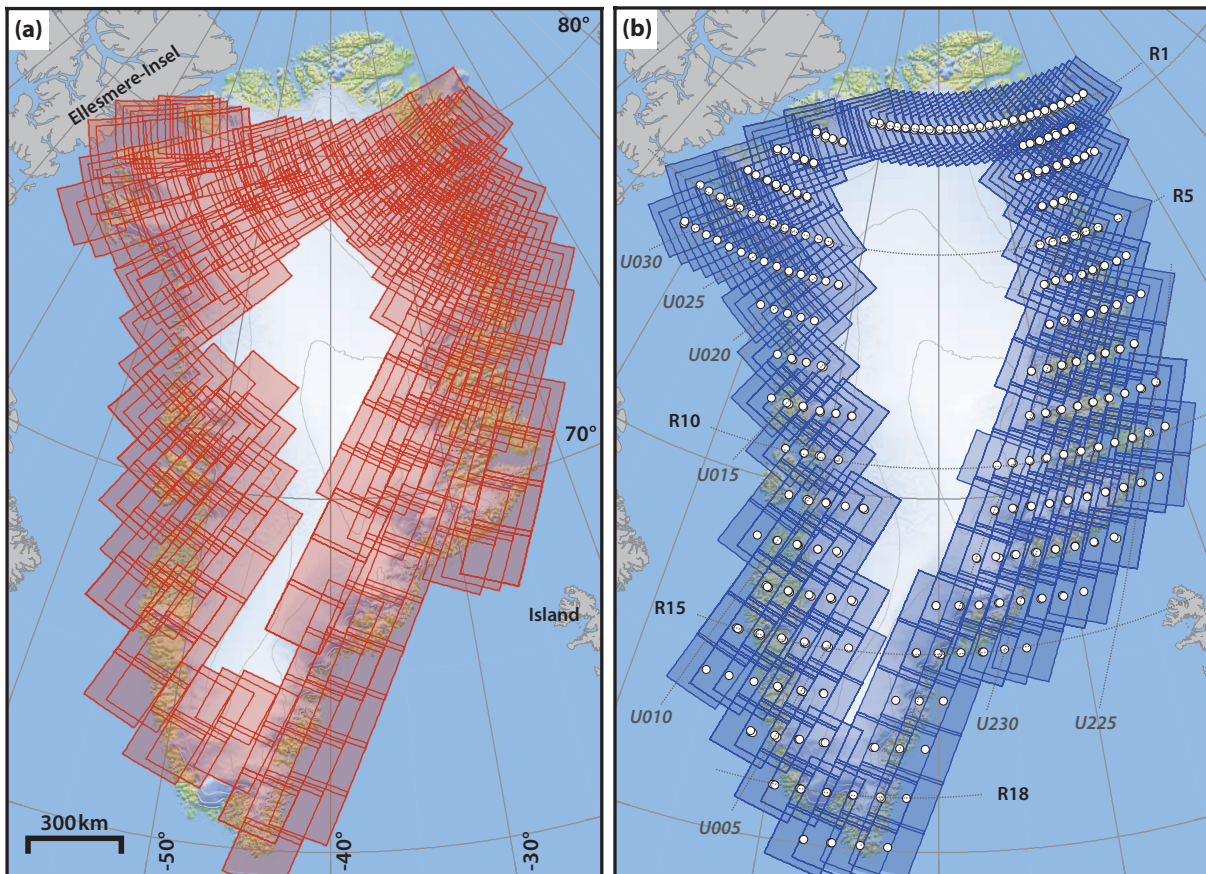


Abbildung 4.1: Räumliche Abdeckung der genutzten Landsat-Szenen entlang der grönländischen Küste für WRS-1- (a) und WRS-2-Katalogisierung (b) mit den Positionen der nominellen Szenenmittelpunkte (weiße Kreise). Die gestrichelten, grauen Linien zeigen die Anordnung des Katalogisierungsrasters mit Umlauf- ('U') und Reihenummer ('R').

stehen, liegen aufgrund der Polarnacht im nördlichen Teil Grönlands zwischen Oktober und Februar nahezu keine Szenen vor. Generell steigt die Anzahl der verfügbaren Szenen aufgrund stärker überlappender Szenenbereiche mit zunehmender Breite.

Ungefähr ein Drittel aller Szenen wurde im LIG-Format erstellt. Die bei diesem Produkttyp fehlende Orthorektifizierung muss nachträglich erfolgen. Abbildung 4.2c–e stellt weitere ausgewählte Szeneninformationen der Landsat-Daten zusammen.

Die Szenenauswahl wurde anhand des USGS-Metadatenkataloges vorgenommen. Eine Einschränkung der Auswahl anhand des angegebenen Wolkenbedeckungsindex wurde nicht durchgeführt, da dieser über Eisgebieten unzuverlässig ist. Die verfügbaren Landsat-Produkte liegen in 24 verschiedenen Produktversionen vor. Zum Zeitpunkt der Datenbestellung wird die jeweils aktuelle Softwareversion zur Erstellung der Landsat-Szenen genutzt. Die untersuchten Szenen liegen in den LPGA-Versionen 9.4.0 bis 12.1.3 vor. Die damit verbundene wechselnde Metadatenstruktur wurde vereinheitlicht.

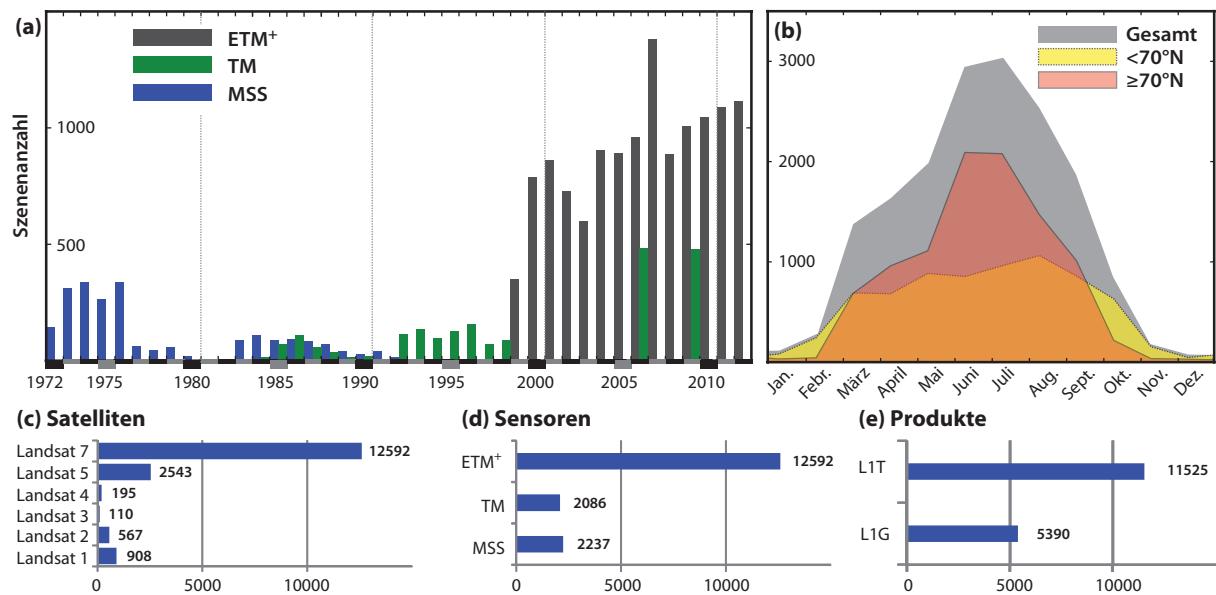


Abbildung 4.2: Szenenverteilung der Landsat-Szenen im Untersuchungszeitraum 1972–2012. **(a)** Zeitliche Verteilung der Landsat-Szenen in Grönland für die Sensoren ETM⁺ (grau), TM (grün) und MSS (blau). **(b)** Saisonale Verteilung der Aufnahmen (grau) und für Teilgebiete <70°N (gelb) und ≥70°N (rot). Szenenverteilung entsprechend der verschiedenen Satelliten **(c)**, der Sensoren **(d)** und der Datenprodukte **(e)**.

4.2 Höhenmodelle

4.2.1 GTOPO30

Das unter der Führung des USGS erstellte GTOPO30 ist ein globales und frei verfügbares digitales Geländemodell mit einer räumlichen Auflösung von 30'' (rund 1 km) (USGS, 2013b). Es ist eine Assimilation verschiedener regionaler und kontinentaler Geländemodelle und liegt einheitlich mit orthometrischen Höhen im WGS84 vor. Im Bereich Grönlands bildet es die Datengrundlage im Orthorektifizierungsprozess aller Landsat-Standardprodukte. Das GTOPO30 beruht dort hauptsächlich auf den Daten der DCW (*Digital Chart of the World*). Nur in wenigen kleinräumigen Gebieten des äußersten Südostens und Nordwestens liegt das DTED (*Digital Terrain Elevation Data*) zugrunde. In Abhängigkeit vom jeweiligen Eingangsmodell besitzt das GTOPO30 eine sehr unterschiedliche Lage- und Höhengenaugkeit. Das DCW besteht aus in den 1960er Jahren photogrammetrisch abgeleiteten Konturlinien der CORONA-Satellitenaufnahmen. In weiten Gebieten Grönlands ist die Konturdichte allerdings sehr gering. Dies führte zu großen Interpolationsartefakten und erheblichen räumlichen Lageabweichungen im Rahmen der Vektor-Raster-Konvertierung. In manchen Regionen Nord-Grönlands existieren Lageabweichungen von bis zu 20 km (DMA, 1996). Dennoch beträgt die absolute vertikale Genauigkeit im Mittel etwa ±160 m (USGS, 2013b).

4.2.2 ASTER-GDEM-V2

NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) und METI (*Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan*) veröffentlichten im Jahre 2009 im Bereich von ±83° das nahezu global verfügbare Geländemodell ASTER-GDEM (*Global Digital Elevation Model*). Das seit 2011 in einer verbesserten zweiten

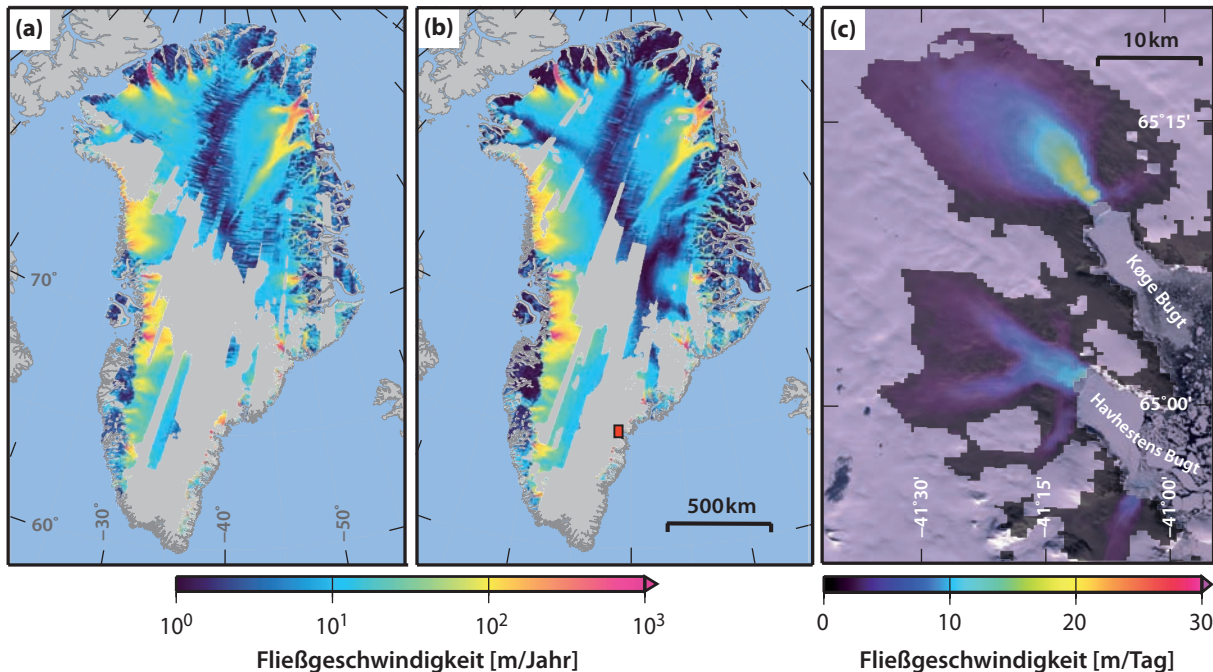


Abbildung 4.3: Aus RADARSAT-Daten abgeleitete Fließgeschwindigkeitsfelder im Bereich des Grönländischen Eisschildes für die Zeiträume (a) 2000/2001 und (b) 2006/2007 (Joughin u. a., 2010b). (c) Detailausschnitt (schwarzer Rahmen in (b)) zeigt die räumliche Abdeckung der Fließgeschwindigkeit im Gebiet der Køge Bugt. Hintergrund bildet eine Landsat-7-Aufnahme vom 14. September 2000.

Version existierende Geländemodell besteht aus etwa 1,4 Millionen ASTER-Szenen und besitzt eine effektive räumliche Auflösung von etwa 120 m (Tachikawa u. a., 2011b). Lang und Welch (1999) beschreiben die stereoskopische Ableitung der Höheninformation aus nadir- und rückblickenden optischen ASTER-Aufnahmen. Das in Kacheln von $1^\circ \times 1^\circ$ frei verfügbare⁶ Geländemodell bezieht sich auf das WGS84 mit vertikalem Datum des EGM96 (*Earth Gravitational Model 1996*) (Tachikawa u. a., 2011a). Obwohl für den Bereich Grönlands die Standardabweichung der Höhendifferenzen aus Vergleichen zu ICESat-Messungen mit $\pm 12,9$ m angegeben wird, treten Artefakte und Datenlücken in den texturarmen Gebieten des Eisschildes auf, die nicht selten Abweichungen von mehr als 50 m aufweisen (Tachikawa u. a., 2011b). Ungeachtet dessen findet das Geländemodell ASTER-GDEM-V2 aufgrund seiner hohen Auflösung und der guten Qualität im Randbereich des Eisschildes große Anwendung (ebd.).

4.3 Geschwindigkeitsfelder

Joughin u. a. (2010b) bestimmten aus RADARSAT-Daten für die Zeiträume 2000/2001, 2005/2006 und 2006/2007 drei nahezu ganz Grönland bedeckende Geschwindigkeitsfelder (siehe Abbildung 4.3). Die Auswertung der überwiegend in den Wintermonaten aufgenommenen Bildpaare mit einer zeitlichen Separierung von jeweils 24 Tagen erfolgte mittels Bildzuordnungsverfahren in den schnell fließenden Bereichen des Eisschildes. Hingegen wurde die Ableitung der Fließgeschwindigkeit in den langsam fließenden und oft kohärenten Gebieten in einem kombinierten Ansatz durchgeführt. Während zur Bestimmung

⁶<http://gdem.ersdac.jp/spaceSystems.or.jp/>

der Bewegungskomponente quer zur Flugrichtung die interferometrische Phase genutzt wurde, lieferte das *Speckle-Tracking* die Komponente in Flugrichtung. Die mit einer geometrischen Auflösung von 500 m erstellten Fließgeschwindigkeitsfelder sind mit einer Genauigkeit von etwa 10 m/Jahr angegeben (Joughin u. a., 2010a). Aufgrund unzureichender Szenenabdeckung und einiger dekorrelierter Gebiete im Randbereich des Eisschildes liegen die Geschwindigkeitsfelder nicht lückenlos vor (siehe Abbildung 4.3c).

4.4 Datenverwaltung

Die enorme Menge an Satellitendaten erfordert eine strukturierte Datenverwaltung, die sowohl eine schnelle Suche als auch einen schnellen Zugriff auf die Daten realisiert. Zu diesem Zweck wurde eine Vielzahl von Metadaten der Landsat-Aufnahmen in einer relationalen MySQL-Datenbank hinterlegt. Neben sensor-spezifischen Eigenschaften wurden auch Georeferenzierungsinformationen der Satellitenbilder eingepflegt, die raumbezogene Datenbankabfragen ermöglichen. Die Datenbank dient nicht nur der Metadaten-speicherung der Satellitendaten, sondern umfasst auch die Informationen der Gletscherinventarisierung. Jedem untersuchten Gletscher wurden Metadaten nach den Richtlinien des GLIMS-Standards (*Global Land Ice Measurements from Space*) zugeordnet (Raup u. a., 2007). Darüber hinaus wurden auch die Metadaten aller ermittelten Geschwindigkeitsfelder abgespeichert und mit den jeweiligen Gletschereinträgen in der Datenbank verknüpft.

Die physische Speicherung der Satellitendaten und der aus diesen abgeleiteten Ergebnisse erfolgte losgelöst von der Datenbank und umfasst ein Datenvolumen von über 20 TB. Die Schnittstelle zwischen der Datenbank, den extern gespeicherten Daten und dem Anwender bildet hierbei ein im Rahmen dieser Arbeit entwickeltes Programmmodul, das die Oberfläche und die Funktionalität des freien Geoinformationssystems *QGIS*⁷ nutzt. Es ermöglicht die Darstellung beliebiger Landsat-Aufnahmen und Fließgeschwindigkeitsfelder, sodass gegebenenfalls eine visuelle Inspektion der Ergebnisse möglich ist. Zudem werden Ergebnisstatistiken erstellt, die über die Datenbanksprache SQL verfeinert werden können.

⁷<http://www.qgis.org/>

5 Zuordnungsverfahren in Bildpaaren

Die automatische Zuordnung von identischen Objekten in zeitlich aufeinanderfolgenden Bildern ist nicht nur ein häufig zu lösendes Problem im Bereich der Fernerkundung und Photogrammetrie, sondern auch eine der zentralen Fragestellungen im *Computer-Vision*-Bereich. Erste Anwendungen wurden bereits in den 1970er Jahren entwickelt (Hannah, 1974). Grundsätzlich wird bei der Bildzuordnung (*Image Matching*) versucht, identische (homologe) Punkte oder Merkmale zwischen mindestens zwei Bildern zu identifizieren und ihre geometrische Verschiebung zueinander zu erfassen. Dabei ist die Zuordnung eines Bildpunktes vom ersten Bild in ein zweites in der Regel nicht eindeutig. Deshalb werden Information der Nachbarschaft sowie abgeleitete Größen aus diesen hinzugezogen, die in ihrer Gesamtheit einen Bildpunkt repräsentieren. Je nach Wahl der für die Zuordnung verwendeten Informationen unterscheidet⁸ man zwischen flächen- und merkmalsbasierten sowie relationalen Verfahren (Baltsavias, 1999).

Kein existierendes Bildzuordnungsverfahren ist frei von Fehlzuordnungen. Dies liegt an der Abbildung des Objektraums in den Bildraum (Bildaufnahme) und an der damit verbundenen Reduktion des räumlichen Informationsgehalts. Darunter fallen Verdeckungen, projektionsbedingte Verzerrungen und temporale Änderungen im Objektraum (Heipke, 1996). Ebenso übertragen sich reale Bewegungen teilweise nicht als Grauwertänderungen im Bild oder es können scheinbare Bewegungen durch Beleuchtungsunterschiede hervorgerufen werden (Haußecker und Spies, 1999).

Die Wahl der Zuordnungsmethode richtet sich nach der geforderten Genauigkeit, dem zulässigen Rechenaufwand, der Robustheit und den notwendigen Näherungswerten. Die in dieser Arbeit verwendeten flächenbasierten Verfahren nutzen ausschließlich die Intensitätswerte (Grauwerte) eines Bildes. Ein Bildpunkt wird dabei durch die Grauwerte seiner zentrierten Nachbarschaft repräsentiert. Flächenbasierte Verfahren stellen im Vergleich zu anderen Zuordnungsverfahren nur geringe Anforderungen an die Bildtextur. Sie sind allerdings anfällig gegenüber radiometrischen Veränderungen. In der Satellitenfernerkundung werden größtenteils flächenbasierte Zuordnungsmethoden eingesetzt, da diese Gruppe eine hohe Zuverlässigkeit bei einer Vielzahl von unterschiedlichen Texturen gewährleistet und meist einfach zu implementieren ist. Viele Verfahren erreichen nur eine ganzzahlige Genauigkeit der Bildpunktzuordnung. Eine Erweiterung auf Subpixelgenauigkeit kann beispielsweise durch nachgeschaltete Methoden geschehen, die die ganzzahlige Verschiebung als A-priori-Information einführen. Überdies kann eine Genauigkeitssteigerung auch durch Überabtastung des Bildes realisiert werden. Im Folgenden werden nur die drei für die Arbeit relevanten Verfahren, die normalisierte Kreuzkorrelation (NCC), das Phasenkorrelationsverfahren sowie das *Least Squares Matching* (LSM), vorgestellt. Eine Übersicht über die Vielzahl der existierenden Bildzuordnungsverfahren wird z. B. in Brown (1992) und Zitová und Flusser (2003) gegeben.

⁸Die im Bereich der *Computer-Vision* verwendete Terminologie für Strategien der Bildzuordnung wird in dieser Arbeit nicht verwendet. Ein Einstieg und weiterführende Literatur ist in Jähne (2002) gegeben.

5.1 Normalisierte Kreuzkorrelation – NCC

Eine weitverbreitete Bildzuordnungsmethode ist die normalisierte Kreuzkorrelation (NCC – *Normalized Cross Correlation*), die die Verschiebung eines kleinen Bildausschnittes (Bildfenster) relativ zu seinem korrespondierenden Ausschnitt in einem anderen Bild bestimmt. Abbildung 5.1 zeigt den schematischen Ablauf der Bildzuordnung mittels Kreuzkorrelation. Der zu den intensitätsbasierten Verfahren gehörende Algorithmus ist invariant gegenüber Helligkeits- sowie linearen Kontraständerungen und liefert zumeist gute Ergebnisse bei kleinen geometrischen Verzerrungen beider Bildbereiche (Lewis u. a., 1995).

Zuerst wird ein $t_x \times t_y$ großes Bildfenster \mathbf{g}_M um ein Zentralpixel (x, y) in einem ersten Bild (Referenzbild bzw. *Master*) definiert. Häufig werden im Bereich der Satellitenfernerkundung quadratische Bildfenster mit der Seitenlänge t_{xy} verwendet, die somit eine räumlich annähernd isotrope Verteilung der Bildinformation realisieren. Die Nutzung andersgearteter Bildfenster im Rahmen des NCC ist möglich, findet jedoch aufgrund der aufwendigen Implementierung selten Anwendung.

Ziel des NCC ist es, die bestmögliche Übereinstimmung mit einem gleichgroßen Bildfenster \mathbf{g}_S in einem zweiten Bild (Suchbild bzw. *Slave*) zu finden. Als Ähnlichkeitsmaß dient dabei der normalisierte Kreuzkorrelationskoeffizient ρ_{NCC} , der nach Gleichung (5.1) bestimmt wird. An jeder Bildposition eines Suchbereiches $s_x \times s_y$ im Suchbild wird ρ_{NCC} berechnet und in einer Korrelationsmatrix Γ abgespeichert. Die Position (x_{\max}, y_{\max}) des maximalen Kreuzkorrelationskoeffizienten in Γ gibt die Lage des gesuchten Bildfensters an. Die Invarianz gegenüber Helligkeitsänderungen wird durch die Reduktion der mittleren Grauwerte des Bildfensters \bar{g}_M, \bar{g}_S erreicht. Eine Normierung der Korrelationsfunktion berücksichtigt darüber hinaus lineare Kontraständerungen.

$$\rho_{NCC} = \frac{\sum_{c=1}^{t_x} \sum_{r=1}^{t_y} [(g_M(c, r) - \bar{g}_M)(g_S(c, r) - \bar{g}_S)]}{\sqrt{\sum_{c=1}^{t_x} \sum_{r=1}^{t_y} [g_M(c, r) - \bar{g}_M]^2 \cdot \sum_{c=1}^{t_x} \sum_{r=1}^{t_y} [g_S(c, r) - \bar{g}_S]^2}} \quad (5.1) \quad a_\rho = \frac{\rho_{NCC}^{\max} - \bar{\rho}_{NCC}}{\sigma_\rho} \quad (5.2)$$

Der Wertebereich von ρ_{NCC} umfasst $[-1; 1]$. Ein identisches Bildfenster ist mit $\rho_{NCC} = 1$ gefunden. Abweichungen davon entstehen vor allem durch geometrische und radiometrische Veränderungen beider Bildfenster. Für optische Bilder wird im Allgemeinen ein Wert von etwa $\rho_{NCC} > 0,6$ als Ergebnis akzeptiert, wohingegen kleinere Werte als Fehlzuordnung verworfen werden (Luhmann, 2003). Da der Kreuzkorrelationskoeffizient für viele Anwendungen ein unzureichendes Maß zur Beurteilung der Zuordnungsqualität darstellt, wird oft das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) a_ρ von Γ als zusätzliches Gütekriterium hinzugezogen (5.2). Die Größe a_ρ setzt den maximalen Korrelationswert ρ_{NCC}^{\max} zum Rauschanteil σ_ρ in Relation. Hierbei repräsentiert σ_ρ die Streuung der Kreuzkorrelationskoeffizienten und $\bar{\rho}_{NCC}$ das Mittel aller Werte aus Γ (Strozzi u. a., 2002).

Ein wesentlicher Nachteil der Kreuzkorrelation ist die vergleichsweise große Berechnungszeit, die quadratisch mit der Größe des Suchbereichs steigt. Aufgrund dieser Tatsache sollte ein möglichst kleiner Suchbereich gewählt werden. Eine Beschleunigung des Algorithmus gelingt durch die Implementation eines mäandrierenden Suchlaufes im Suchbild (siehe Abbildung 5.1b), bei dem nur eine Teilmenge der Summenterme in (5.1) aktualisiert werden muss. Ein weiteres Problem bildet das mögliche Auftreten von Nebenmaxima in der Korrelationsmatrix. Bei mehreren Maxima ähnlicher Größenordnung entstehen nicht lösbare Mehrdeutigkeiten, die zu einer fehlerhaften Zuordnung führen können.

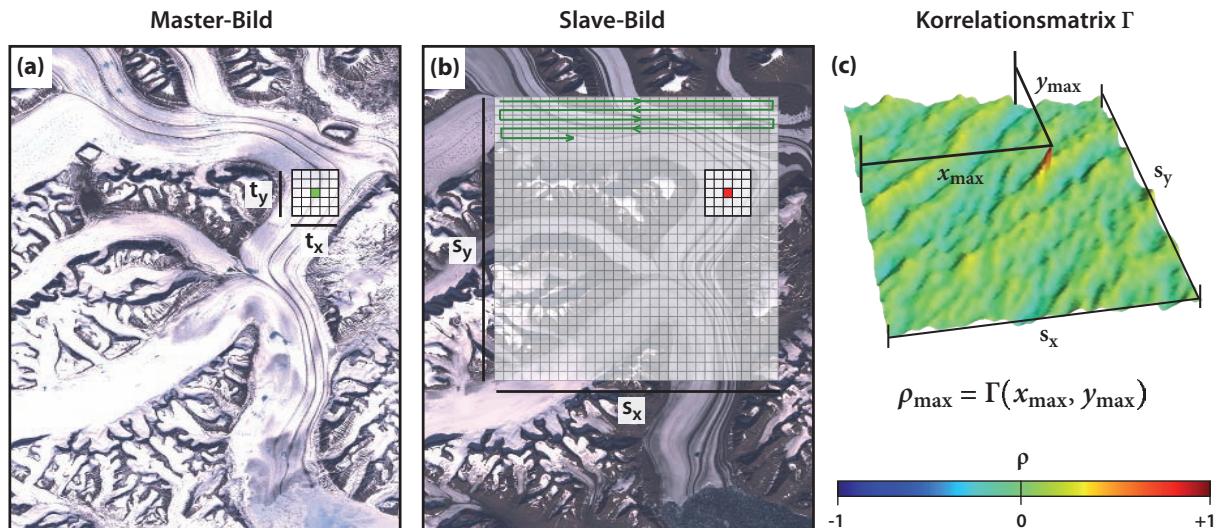


Abbildung 5.1: Ablauf der Bildzuordnung mittels normalisierter Kreuzkorrelation. (a) Das Referenzbild zeigt einen beispielhaften Ausschnitt der Größe $t_x \times t_y$ mit zugehörigem Zentralpixel (grün). (b) An jeder Stelle im Suchbereich ($s_x \times s_y$) des Suchbildes wird ρ_{NCC} bestimmt. Der mäandrierende Suchvorgang ist als grüner Pfad angedeutet. (c) Der maximale Korrelationskoeffizient $\rho_{\text{NCC}}^{\max} = 0,6$ hebt sich deutlich von den restlichen Werten ab, die zwischen $-0,5 < \rho_{\text{NCC}} < 0,5$ schwanken. Im Hintergrund von (a) und (b) sind zwei Landsat-7-Aufnahmen des Dendrit-Gletschers (Nordost-Grönland) abgebildet.

Da die Kreuzkorrelation nur eine ganzzahlige Position der identischen Bildposition liefert, wird in der Regel anschließend ein Verfahren mit Subpixelgenauigkeit angewandt. Eine mögliche Variante ist die Bestimmung des lokalen Maximums einer eingepassten Funktion in die Nachbarschaft des maximalen Kreuzkorrelationskoeffizienten (Brown, 1992). In der Praxis führt z. B. die Einpassung eines Paraboloids oder die Funktion der zweidimensionalen Standardnormalverteilung zu guten Ergebnissen. Damit kann eine Zuordnungsgenauigkeit von bis zu 0,1 Pixel erreicht werden (Baltasvias, 1999). Sollen zusätzlich geometrische Beziehungen zwischen den Bildfenstern berücksichtigt werden, so kann das ganzzahlige Ergebnis der Kreuzkorrelation als Näherungswert im LSM verwendet werden.

Adaptierung des NCC-Algorithmus bei SLC-Ausfall

Die Verwendung des NCC-Algorithmus bei der Bildzuordnung von Landsat-7-Aufnahmen ohne Scanzeilenkorrektur ist standardmäßig nicht möglich. Der in einem regelmäßigen Streifenmuster hervorgerufene Datenausfall muss bei der Nutzung dieses Zuordnungsverfahrens berücksichtigt werden. Dazu werden die betroffenen Pixel ohne Bildinformation detektiert und vor der Kreuzkorrelation in beiden Bildfenstern eliminiert. Damit verbunden ist ein Übergang von einem quadratischen Bildfenster zu einer beliebigen Punktmenge. Der Datenausfall verläuft streifenförmig quer zur Flugrichtung, nimmt zu den Rändern der Landsat-Szene hin zu und kann eine Streifenbreite von bis zu 11 Pixeln erreichen. Je nach gewählter Größe des Bildfensters und relativer Lage des Szenenpaares steht nur eine kleine Anzahl von Pixeln im gewählten Ausschnitt zur Verfügung.

5.2 Phasenkorrelationsverfahren

Neben den flächenbasierten Zuordnungsverfahren im Ortsbereich existieren entsprechende Verfahren im Frequenzbereich, die in der Berechnungsgeschwindigkeit den ortsbasierten meist überlegen sind. Ein einfach zu implementierendes Verfahren stellt die Phasenkorrelation dar, die vorrangig zur Bestimmung von ganzzahligen Verschiebungsbeträgen geeignet ist. Mit verschiedenen Modifikationen des Algorithmus lässt sich überdies auch Subpixelgenauigkeit erreichen.

Ein diskret abgetastetes Signal $f(x, y)$ kann mit Hilfe der Diskreten Fourier-Transformation (DFT) in seine Darstellung im Frequenzraum $F(k, l)$ überführt werden. Dabei stellen $k = i \cdot 2\pi/N$ und $l = j \cdot 2\pi/N$ mit $i, j \in \mathbb{N}$ die Grundfrequenzen der Fourierreihe dar. Wählt man die Größe des Bildfensters so, dass sie aus $N \times M = 2^n \times 2^m$ Elementen besteht, lässt sich mittels FFT (*Fast Fourier Transformation*) der Übergang vom Orts- in den Frequenzraum deutlich beschleunigen (Cooley und Tukey, 1965). Eine Verschiebung (x_o, y_o) zweier Bildfenster \mathbf{f} und \mathbf{g} im Ortsbereich wird nach dem 1. Verschiebungssatz phasenversetzt im Frequenzraum abgebildet (Butz, 2011):

$$g(x, y) = f(x + x_o, y + y_o) \quad (5.3) \quad G(k, l) = F(k, l) \cdot e^{-i(kx_o + ly_o)} \quad (5.4)$$

Dieser analytische Zusammenhang wird ausgenutzt, um den geometrischen Versatz im Frequenzraum zu bestimmen. Eine mögliche Bestimmung erfolgt über die Berechnung des normalisierten Kreuzleistungsspektrums \mathbf{C} nach (5.5), das einer konjugiert komplexen Multiplikation⁹ ihrer Spektren \mathbf{F} und \mathbf{G} entspricht (Kuglin und Hines, 1975). Hier bewirkt die Normalisierung, dass die Amplituden aller Frequenzen zu Eins gesetzt werden. Die Bestimmung der Verschiebung erfolgt damit ausschließlich über die Phaseninformation der Bildfenster. Dies macht den Algorithmus invariant gegenüber Helligkeits- und Kontraständerungen, verstärkt jedoch zugleich rauschdominante Frequenzanteile (Lewis u. a., 1995).

$$C(k, l) = \frac{\mathbf{F} \cdot \mathbf{G}^*}{|\mathbf{F} \cdot \mathbf{G}^*|} = e^{ix_o k + iy_o l} \quad (5.5)$$

Der Verschiebungsbetrag kann über (5.6) durch die Berechnung der inversen Fouriertransformierten von \mathbf{C} bestimmt werden, der einen Dirac-Impuls δ an der Stelle der ganzzahligen Verschiebung im Ortsbereich (\mathbf{c}) erzeugt. Eine schematische Darstellung des Phasenkorrelationsverfahrens zeigt Abbildung 5.2. Nicht-ganzzahlige Verschiebungen haben dagegen die Form eines diskreten Dirichlet-Kerns (Balci und Foroosh, 2006). Subpixelgenauigkeit kann in diesem Fall durch Einpassung eines parametrisierten Dirichlet-Kerns erlangt werden (Shekarforoush u. a., 1996; Foroosh u. a., 2002).

Außerdem kann die Verschiebung auch über die Phasenwinkel des Kreuzleistungsspektrums nach (5.7) bestimmt werden. Jede Verschiebung erzeugt eine Ebene durch den Ursprung mit den Anstiegen x_o in x - bzw. y_o in y -Richtung in der Phasendifferenzmatrix Φ , die jedoch durch den beschränkten Wertebereich von -2π bis $+2\pi$ in Phasenzyklen repräsentiert wird. Die Anzahl der Phasenzyklen und das Phasenreststück in horizontaler und vertikaler Richtung ist dabei ein Maß für den subpixelgenauen Verschiebungsbetrag (siehe Abbildung 5.2c) (Balci und Foroosh, 2006).

$$c(x, y) = \mathcal{F}^{-1}(\mathbf{C}) = \delta(x - x_o, y - y_o) \quad (5.6) \quad \Phi(k, l) = \angle C(k, l) = x_o k + y_o l \quad (5.7)$$

⁹Die konjugiert komplexe Darstellung wird mit * gekennzeichnet.

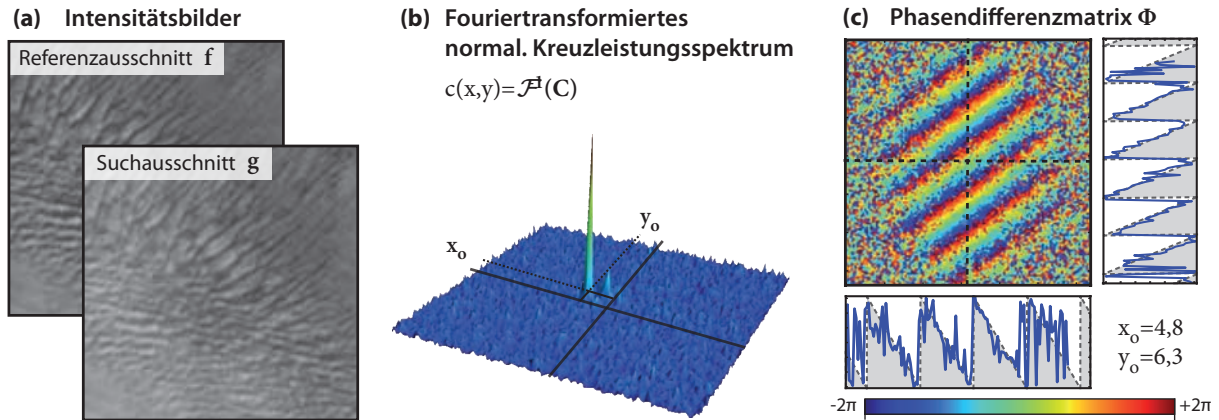


Abbildung 5.2: Ablauf des Phasenkorrelationsverfahrens. (a) 128×128 Pixel große Bildfenster **f** und **g** des Referenz- und Suchbildes zweier Landsat-7-Szenen des Kangilerngata Sermia, West-Grönland. (b) Die inverse Fouriertransformation des normalisierten Kreuzleistungsspektrums zeigt ein schmales Maximum an der Verschiebungsposition (x_0, y_0) . (c) Die Anzahl und die Richtung der Phasenzyklen in Φ sind ein Maß für die geometrische Verschiebung beider Bildfenster. Exemplarisch zeigen der vertikale und der horizontale Schnitt (gestrichene Linien) der Phasenkorrelationsmatrix die Anzahl der Phasenzyklen.

Der Vorteil der Phasenkorrelation liegt in einer deutlich reduzierten Rechenzeit gegenüber den Verfahren im Ortsbereich. Allerdings darf der Verschiebungsbetrag nicht größer als die Hälfte des Bildfensters sein. Ohne Kenntnis von Näherungswerten schränkt dies die Anwendungsmöglichkeit in Gebieten mit großen Verschiebungsbeträgen ein. Zudem ist das Verfahren weniger robust gegen Objektdeformationen und Rauscheffekte zwischen beiden Bildfenstern. Aufgrund dessen müssen zur Steigerung des SNR üblicherweise größere Bildfenster im Vergleich zu den flächenbasierten Verfahren verwendet werden. Des Weiteren treten aufgrund der zyklischen Faltung während der FFT Leck-Effekte auf, die durch Multiplikation einer Fensterfunktion reduziert werden können (Harris, 1978; Oppenheim und Schaffer, 2004). Stone u. a. (2001) empfehlen für optische Satellitenaufnahmen die Anwendung eines Blackman-Harris-Fensters. Eine ausführliche Validierung zur Anwendung frequenzbasierter Zuordnungsverfahren hinsichtlich der Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten unternimmt Schröder (2010).

5.3 Least Squares Matching – LSM

Das ebenfalls zu den flächenbasierten Zuordnungsverfahren zählende *Least Squares Matching* (LSM) ist in der Lage, neben der subpixelgenauen Bestimmung der geometrischen Verschiebung auch komplexe geometrische und radiometrische Zusammenhänge zu berücksichtigen. Der iterativ arbeitende Algorithmus ist im Kern eine Ausgleichung nach vermittelnden Beobachtungen unter Minimierung der quadratischen Grauwertdifferenzen zweier Bildfenster und er ist eines der genauesten existierenden Zuordnungsverfahren (Ackermann, 1984; McGlone, 2004).

Es wird angenommen, dass bis auf einen kleinen Rauschanteil $v(x, y)$ jeder Bildpunkt (x, y) und sein zugehöriger Grauwert $g_M(x, y)$ im Referenzbild über eine Abbildungsvorschrift $(x, y) \leftrightarrow (x', y')$ einem Grauwert $g_S(x', y')$ im Suchbild gemäß (5.8) entspricht. Durch Interpolation kann jeder Grauwert des Suchbilds in einen Grauwert $\hat{g}_S(x, y)$ im Referenzbildsystem überführt werden:

$$g_M(x, y) + v(x, y) = \hat{g}_S(x, y) = g_S(x', y') \quad (5.8) \quad \begin{aligned} x' &= f_C(x, y, \mathbf{p}) = x_o + Ax + By \\ y' &= f_R(x, y, \mathbf{p}) = y_o + Cx + Dy \end{aligned} \quad (5.9)$$

Die Beziehungen in (5.9) formulieren die Zeilen- (f_R) und Spaltenkomponente (f_C) der geometrische Abbildungsvorschrift mit den zu schätzenden Parametern \mathbf{p} zwischen den Koordinatenpaaren des Referenz- und des Suchbildes. Im einfachen Fall entspricht die Abbildungsvorschrift einer reinen Translation mit den zu schätzenden Parametern (x_o, y_o) . Um zwischen den Bildern auftretende geometrische Verzerrungen zu modellieren, werden häufig Rotations- und Scherungskomponenten eingeführt oder das funktionale Modell wird auf eine Affintransformation (A, B, C, D) erweitert.

Neben dem geometrischen Transformationsmodell können auch radiometrische Einflüsse modelliert werden. In Satellitenaufnahmen treten insbesondere durch den variierenden Sonnenstand der Aufnahmezeitpunkte Beleuchtungsunterschiede auf. Näherungsweise können solche Unterschiede durch eine Helligkeitsanpassung r_H und eine lineare Kontrastspreizung r_K nach (5.10) berücksichtigt werden. Baltsavias (1991) empfiehlt jedoch vor jedem Iterationsschritt eine separate radiometrische Anpassung, um eine Korrelation der radiometrischen mit den geometrischen Schätzparametern auszuschließen.

$$g_M(x, y) + v(x, y) = \hat{g}_S(x, y) = g_S(x', y') \cdot r_K + r_H \quad (5.10)$$

Nach der Festlegung des funktionalen Modells wird die im Rahmen der vermittelnden Ausgleichung aufgestellte ursprüngliche Beobachtungsgleichung (5.8) bzw. (5.10) aufgrund ihrer Nichtlinearität mit Hilfe der Reihenentwicklung nach Taylor linearisiert. Die dazu notwendigen Näherungswerte werden häufig durch eine vorgeschaltete Kreuzkorrelation (Abschnitt 5.1) bestimmt. Hier genügt gewöhnlich die Bereitstellung der Translationskomponenten mit einer Genauigkeit von etwa der halben Fensterbreite (Westfeld, 2012). Im Falle eines affinen Transformationsmodells werden die Näherungswerte aller restlichen Parameter zu Null (B, C, r_H) bzw. Eins (A, C, r_K) gesetzt. Die linearisierte Verbesserungsgleichung ergibt:

$$g_M(x, y) + v(x, y) = \hat{g}_S^0(x, y) + \frac{\partial \hat{g}_S(x, y)}{\partial g_S} \left(\frac{\partial g_S(x, y)}{\partial f_C} \cdot df_C + \frac{\partial g_S(x, y)}{\partial f_R} \cdot df_R \right) \quad (5.11)$$

bzw. ausmultipliziert und zusammengefasst

$$g_M(x, y) + v(x, y) = \hat{g}_S^0(x, y) + (\hat{g}_S)_x \cdot \sum_{k=1}^u \frac{\partial f_C}{\partial p_k} \cdot \delta p_k + (\hat{g}_S)_y \cdot \sum_{k=1}^u \frac{\partial f_R}{\partial p_k} \cdot \delta p_k \quad (5.12)$$

Die partiellen Ableitungen der u unbekannten Parameter in (5.12) bilden die Koeffizientenmatrix \mathbf{A} im Ausgleichungsansatz (5.13). Vereinfacht werden die Grauwertdifferenzen im Beobachtungsvektor $\mathbf{l} = (l_i) = g_M(x, y) - \hat{g}_S^0(x, y)$ zusammengefasst.

$$A_i = (a_{ik}) = \left(\frac{\partial \hat{g}_S}{\partial p_k} \Big|_{\mathbf{p}=\mathbf{p}_0} \right) = \left((\hat{g}_S^0)_x \cdot \sum_{k=1}^u \frac{\partial f_C}{\partial p_k} + (\hat{g}_S^0)_y \cdot \sum_{k=1}^u \frac{\partial f_R}{\partial p_k} \right); i = 1, \dots, n \quad (5.13)$$

Die linearisierten Verbesserungsgleichungen erfordern die Berechnung der Grauwertgradienten in Zeilen- $(\hat{g}_S)_x$ und Spaltenrichtung $(\hat{g}_S)_y$. Eine einfache und schnelle Berechnung liefert der Differenzenquotient

benachbarter Grauwerte:

$$\hat{g}_{S_x}^0(x, y) = \frac{\partial \hat{g}_S^0(x, y)}{\partial x} = \frac{\hat{g}_S^0(x+1, y) - \hat{g}_S^0(x-1, y)}{2} \quad (5.14)$$

$$\hat{g}_{S_y}^0(x, y) = \frac{\partial \hat{g}_S^0(x, y)}{\partial y} = \frac{\hat{g}_S^0(x, y+1) - \hat{g}_S^0(x, y-1)}{2} \quad (5.15)$$

Für jeden der $n = t_x \cdot t_y$ Bildpunkte kann eine Verbesserungsgleichung aufgestellt werden. Eine Lösung des Gleichungssystems mit den geschätzten Zuschlägen der Parameter $\delta \hat{\mathbf{p}}$ und dem mittleren Gewichtseinheitsfehler s_0 geben (5.16) und (5.17). Der Term $(\mathbf{A}^T \mathbf{A})$ wird auch als Normalgleichungsmatrix \mathbf{N} bezeichnet.

$$\delta \hat{\mathbf{p}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \cdot \mathbf{A}^T \underline{\mathbf{l}} = \mathbf{N}^{-1} \cdot \mathbf{A}^T \underline{\mathbf{l}} \quad (5.16) \quad s_0^2 = \frac{\mathbf{v}^T \mathbf{v}}{n - u} \quad (5.17)$$

Die Standardabweichungen der geschätzten Parameter sowie die Matrix der Grauwertresiduen \mathbf{v} können wie folgt berechnet werden:

$$\mathbf{v} = \mathbf{A} \cdot \delta \hat{\mathbf{p}} - \mathbf{l} \quad (5.18) \quad s_{\hat{p}_k} = s_0 \cdot \sqrt{\mathbf{N}_{kk}^{-1}} \quad (5.19)$$

Eine Lösung des stark überbestimmten Systems konvergiert meist in weniger als zehn Iterationen. Ein Konvergenzkriterium ist erreicht, wenn die Änderung von s_0 zum vorherigen Iterationsschritt kleiner als 10^{-3} ist. Darüber hinaus wird die Iteration auch abgebrochen, wenn eine maximale Anzahl von ≥ 30 Iterationen erreicht ist. Die Anzahl der Iterationen hängt dabei aber entscheidend von der Genauigkeit der Näherungswerte ab.

Mit dem LSM lässt sich eine Genauigkeit von bis zu 0,01 Pixel erreichen (Albert u. a., 2002). Die im Rahmen des LSM bestimmte Genauigkeitsabschätzung ist allerdings aufgrund des approximierten funktionalen Modells in der Regel zu optimistisch. Eine realistische Fehlerabschätzung der Verschiebungsbeträge bei der Zuordnung von natürlichen Texturen, wie z. B. Gletscherstrukturen, liegt bei einer Genauigkeit von 0,5 bis 1,5 Pixel (Baltsavias, 1999).

Das LSM ist aufgrund seiner iterativen Vorgehensweise zeitintensiv. Zusätzlich führt eine Vergrößerung des Bildfensters zu einem schnellen Anwachsen von \mathbf{A} . Eine Optimierung kann durch Stapeln der Normalmatrix erfolgen (Niemeier, 2002). Weitere Aspekte der rechnergestützten Optimierung werden in Potuckova (2006) angeführt.

5.4 Filterung von Zuordnungsergebnissen

Keines der vorgestellten Zuordnungsverfahren ist frei von groben Zuordnungsfehlern. Eine robuste, automatische Eliminierung dieser Ausreißer ist somit entscheidend für die Massenverarbeitung von Bilddaten. Da eine manuelle Nachbearbeitung der gefilterten Ergebnisse weder vorgesehen noch praktikabel ist, können sich nicht detektierte Ausreißer auf nachfolgende Analyseschritte negativ auswirken. Die Filterung wird somit zu einem unverzichtbaren Verarbeitungsschritt bei der Bestimmung von Verschiebungsfeldern mit Hilfe von Zuordnungsmethoden. Leider existiert noch kein Verfahren, welches eine vollständige Ausreißereliminierung gewährleistet. In der Regel muss eine aufwendige und empirische Parametrisierung des Filteralgorithmus in Abhängigkeit von den zugrunde liegenden Satellitendaten durchgeführt werden.

Ein häufig genutztes und einfach zu implementierendes Verfahren ist die im folgenden Abschnitt beschriebene Schwellenwertfilterung anhand des minimalen Kreuzkorrelationskoeffizienten. Im Abschnitt 5.4.2

wird die Filterung unter Einbeziehung von Nachbarschaftsinformationen gezeigt. Der letzte Unterabschnitt 5.4.3 zeigt einen alternativen Ansatz, der speziell für die Eliminierung von Ausreißern in Fließgeschwindigkeitsfeldern entwickelt wurde. Neben den in diesem Abschnitt vorgestellten Filterverfahren existiert eine Reihe von weiteren Filterstrategien. Eine umfassende Zusammenstellung dazu gibt Heid (2011).

5.4.1 Schwellenwertfilterung mittels Kreuzkorrelationskoeffizient

Werden flächenbasierte Zuordnungsverfahren genutzt, dient der Kreuzkorrelationskoeffizient nach Gleichung (5.1) als gutes Ähnlichkeitskriterium zur Überprüfung des Zuordnungsergebnisses. In Abhängigkeit vom Sensor, vom Bildrauschen sowie von der Parametrisierung des Zuordnungsverfahrens kann in der Regel für jedes Bildpaar empirisch ein Schwellenwert ρ_S identifiziert werden, der als Kriterium zur automatischen Beurteilung des Zuordnungsergebnisses genutzt werden kann. Daneben können aufgrund der zeitlichen Dekorrelation der Bildbereiche große Schwankungen des Schwellenwertes auftreten. In optischen Bilddaten liefert ein Wert zwischen 0,5 und 0,7 oftmals gute Ergebnisse (Luhmann, 2003). Aufgrund des bildinhärenten Specklemusters sowie des höheren Rauschniveaus muss ρ_S in SAR-Daten auf 0,2–0,3 reduziert werden (Bäßler, 2011).

Ein konstanter Schwellenwert führt nur selten zu guten Filterergebnissen. Abbildung 5.3 illustriert dies an einem Beispiel im Frontbereich des Jakobshavn Isbræ (West-Grönland). Neben dem abgeleiteten Geschwindigkeitsfeld mit der zugehörigen Korrelationskarte sind dort die Filterergebnisse für zwei verschiedene Schwellenwerte dargestellt. Ein Schwellenwert von $\rho_S > 0,5$ (Abbildung 5.3c) eliminiert nur wenige offensichtliche Ausreißer. Ein höherer Schwellenwert von $\rho_S > 0,7$ (Abbildung 5.3d) verringert zwar die Anzahl der Ausreißer, führt aber im Frontbereich gleichzeitig zu einer Reduktion guter Datenpunkte.

5.4.2 Nachbarschaftsanalyse

Die im vorigen Abschnitt beschriebene punktweise Filterung der Ergebnisse ohne zusätzliche Parameter führt in der Praxis nur selten zu verwertbaren Ergebnissen. Die Einbeziehung von Informationen der Nachbarschaft kann helfen, die Filterung der Zuordnungsergebnisse zu verbessern.

Ein rein analytischer Ansatz besteht in der Einpassung einer Polynomfläche um ein Zentralpixel in eine $n \times n$ -Nachbarschaft (siehe Abbildung 5.4a). Dabei nimmt der Wert des Zentralpixels selbst nicht an der Einpassung teil. An der Stelle des Zentralpixels wird danach der Abstand der eingepassten Fläche Δv zum Zuordnungsergebnis ermittelt. Liegt dieser über einem definierten Schwellenwert Δv_S , so wird das Ergebnis verworfen. Für die Filterung von Fließgeschwindigkeitsfeldern eignet sich eine Kernfunktion der Größe $n = 3$ bzw. $n = 5$ unter Verwendung eines linearen oder bilinearen Flächenansatzes mit $\Delta v_S \approx 0,5$.

Das Verfahren liefert gute Ergebnisse in Regionen mit wenigen, räumlich verstreuten Ausreißern. Dominieren die Ausreißer der Nachbarschaft in Wert und Anzahl, so führt dies zu einer Eliminierung von guten Ergebnissen. Abbildung 5.4b verdeutlicht dies an dem in Abschnitt 5.4.1 gewählten Beispiel. Nach Anwendung der Nachbarschaftsanalyse ist ein Großteil der Ausreißer eliminiert. Das Ergebnis weist jedoch einen hohen Anteil von Fehlern 1. Art auf. So wird in den Rand- und Schergebieten des Fließgeschwindigkeitsfeldes eine große Anzahl von Ergebnissen fälschlicherweise entfernt.

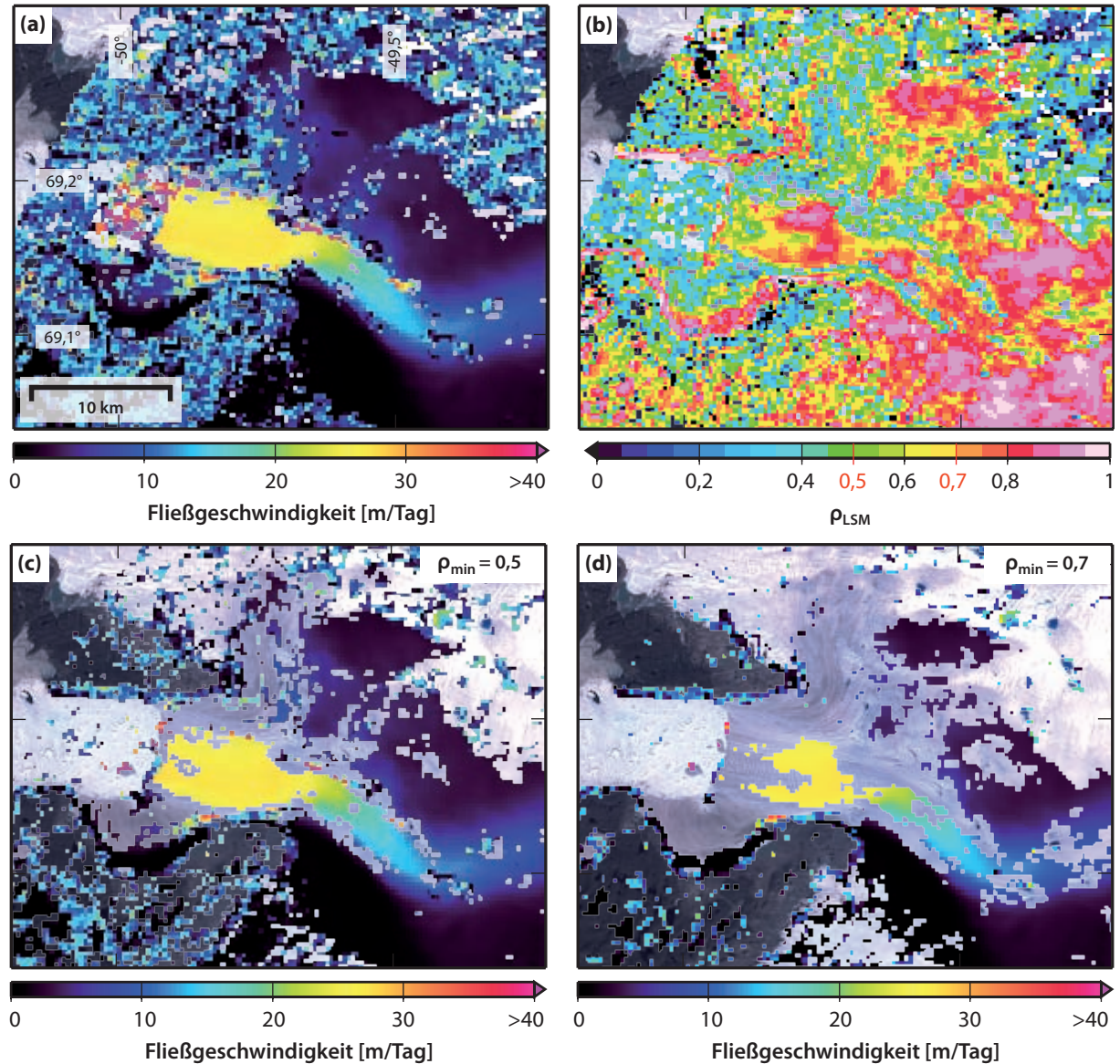


Abbildung 5.3: Schwellenwertfilterung anhand des Kreuzkorrelationskoeffizienten. (a) Ungefiltertes Geschwindigkeitsfeld. (b) Zugehörige Karte der Kreuzkorrelationskoeffizienten. (c) und (d) zeigen die Ergebnisse der Schwellenwertfilterung für $\rho_S = 0,5$ und $\rho_S = 0,7$. Keines der beiden Filterergebnisse realisiert eine vollständige Ausreißerfilterung bei gleichzeitigem Erhalt der gesamten Geschwindigkeitsinformation. Das Geschwindigkeitsfeld wurde aus dem Landsat-7-Szenenpaar vom 24. Mai und 25. Juni 2000 abgeleitet.

5.4.3 Adaptive, rekursive Gradiententechnik

Der Filteralgorithmus kann deutlich verbessert werden, wenn Informationen über Richtung und Betrag des Zuordnungsergebnisses vorhanden sind oder abgeschätzt werden können. Im speziellen Fall von Gletscherfließgeschwindigkeiten können im Filterschritt die fließdynamischen Eigenschaften eines Gletschers ausgenutzt werden.

Betrachtet man zwei benachbarte Datenpunkte eines Fließgeschwindigkeitsfeldes \mathbf{v} , so unterliegt die maximale Differenz der Geschwindigkeitswerte fließdynamischen Gesetzen. Da die maximale Deformationsgeschwindigkeit des Gletschereises beschränkt ist, eignet sie sich als Bedingung im Filterschritt. Die

(a) bilineare Fläche (5x5-Kernel)

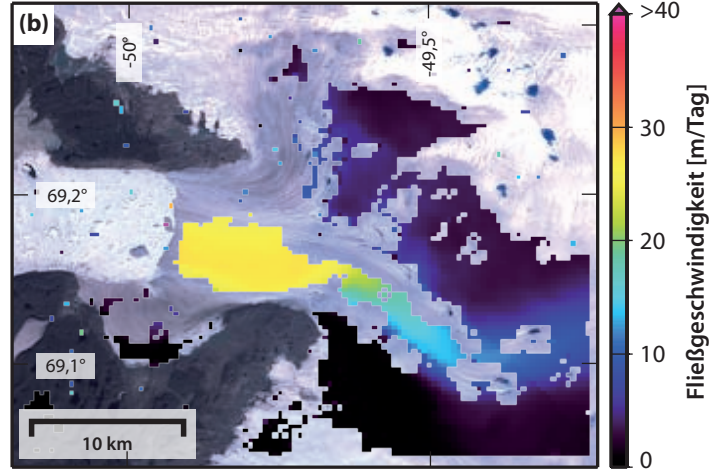
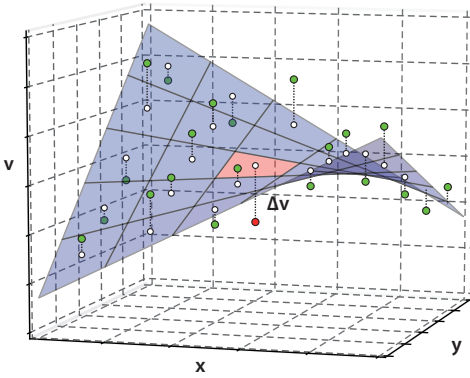


Abbildung 5.4: Nachbarschaftsfilterung am Beispiel des Jakobshavn Isbræ. (a) Einpassung einer bilinearen Fläche in eine 5×5-Nachbarschaft. Überschreitet der vertikale Abstand des Zentralkpixels zur bilinearen Fläche (Δv) einen festgelegten Schwellert Δv_S , so wird das Zentralkpixel vom Ergebnis ausgeschlossen. (b) Filterung des Beispieldatensatzes (vgl. Abbildung 5.3) mit einer 3×3-Nachbarschaftsfilterung und einer Filterschranke von $\Delta v_S = 0,5$.

Implementierung erfolgt dabei rekursiv. Ausgehend von einem Saatpixel werden entlang der Horizontal-, Vertikal- sowie Diagonalrichtungen die Gradienten $\delta v_i = \partial v / \partial x_i$ ($i = x, y$) zum jeweiligen Nachbardatenpunkt gebildet (siehe Abbildung 5.5a). Ein Schwellenwert Δe prüft, ob der Nachbardatenpunkt zum aktuellen Segment hinzugefügt wird. Ist dies der Fall, so wird an diesem Datenpunkt ebenfalls die Gradientenberechnung in alle Richtungen durchgeführt. Die Schrittfolge wird so lange wiederholt, bis jeder Datenpunkt im Geschwindigkeitsfeld einem Segment zugeordnet wurde. Anschließend werden alle Segmente mit weniger als F_A Datenpunkten als Ausreißer klassifiziert (siehe Abbildung 5.5b). Eine Mindestsegmentgröße von F_A ist notwendig, um Gebiete mit zufällig schwankenden Ausreißern vom Geschwindigkeitsfeld trennen zu können. Ein Wert von $F_A = 8$ hat sich dabei als geeignet erwiesen.

Die Schwierigkeit besteht in der optimalen Wahl des Gradientenschwellenwertes Δe . Dieser setzt sich aus dem Anteil der fließdynamisch bedingten Geschwindigkeitsänderung Δe_{strain} und dem Restfehler des Verschiebungsvektors Δe_{const} zusammen (5.20). Eine allein auf glazio-physikalischen Überlegungen beruhende Bestimmung von Δe_{strain} ist nicht ohne die genaue Kenntnis der Kraft- und Spannungsverteilung im Gletscherkörper möglich. Einen guten Näherungswert liefert hier der Differenzenquotient eines A-priori-Geschwindigkeitsfeldes. Sind keine A-priori-Informationen vorhanden, so wird ein gebietsspezifischer Maximalwert $\Delta e_{\text{strain}}^{\text{max}}$ verwendet. Um kleine Variationen zwischen der A-priori-Geschwindigkeit und der tatsächlichen Geschwindigkeit zu berücksichtigen, wird der Gradientenschwellenwert mit dem Faktor w_e multipliziert (5.21). Je nach zu erwartender Dynamik in der Gletschergeschwindigkeit variiert w_e zwischen 1,0 und 1,5. Der Restfehler des Verschiebungsvektors Δe_{const} umfasst den Fehler der Bildpunktzuordnung σ_M und den Koregistrierungsfehler σ_R .

$$\Delta e = \Delta e_{\text{const}} + |\Delta e_{\text{strain}}| \quad (5.20) \quad \Delta e_{\text{strain}} = w_e \cdot \Delta v \quad \text{und} \quad \Delta e_{\text{const}} = \sqrt{\sigma_M^2 + \sigma_R^2} \quad (5.21)$$

Die Nutzung der Deformationsgeschwindigkeit anstelle der Absolutgeschwindigkeit macht die Filterung weitestgehend invariant gegenüber zeitlichen Geschwindigkeitsvariationen. Abbildung 5.6 zeigt das Ergebnis der Gradientenfilterung am verwendeten Beispieldatensatz der beiden letzten Abschnitte. Nahezu alle Ausreißer konnten herausgefiltert werden. Das Verfahren birgt aber auch einen entscheidenden Nachteil.

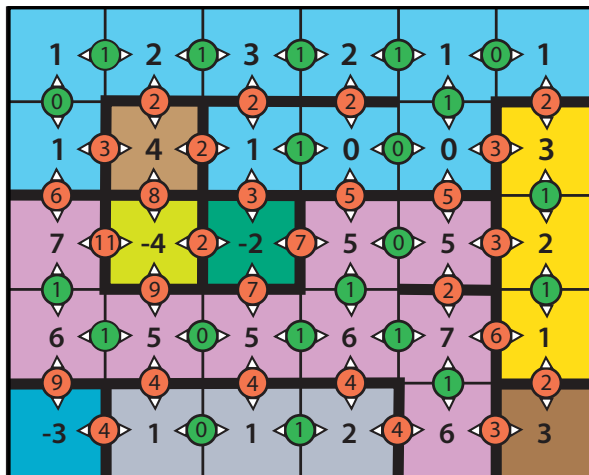
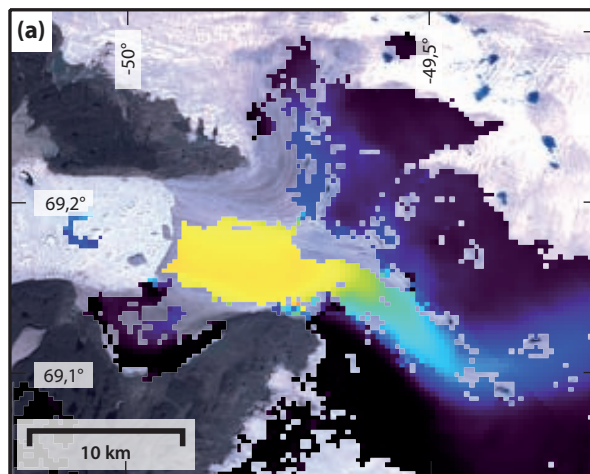
(a) Bestimmung von Segmenten mit $\Delta e \leq 1,5$ (b) Flächensegmentierung mit $F_A \geq 5$ 

Abbildung 5.5: Schematische Darstellung der rekursiven, adaptiven Gradientenfilterung. (a) Vereinfachte Darstellung der Segmentierung mittels Gradientenbildung. Alle Felder, deren vertikaler oder horizontaler Gradient (Wert im Kreis) nicht den Schwellenwert $\Delta e = 1,5$ überschreiten (grüne Füllung), werden zu einem Segment zusammengefasst. Alle Werte oberhalb des Schwellenwertes (rote Füllung) erzeugen die Segmentkanten (fette Linie). (b) Das gefilterte Ergebnis ergibt sich aus allen Segmenten, die aus mehr als F_A Feldern bestehen.



0 10 20 30 ≥ 40 Fließgeschwindigkeit [m/Tag]

Abbildung 5.6: Rekursive, adaptive Gradientenfilterung am Beispiel des Jakobshavn Isbræ. (a) Filterergebnis des Beispieldatensatzes (vgl. Abbildung 5.3) mit adaptiver, rekursiver Gradientenfilterung ($F_A \geq 8$). (b) Übersicht über alle Segmente. Jedes Segment besitzt eine andere Füllfarbe.

Ist der Wertebereich der möglichen Zuordnungsergebnisse sehr klein gewählt (z. B. die Parameter s_x, s_y bei flächenbasierten Zuordnungsverfahren), so werden die genannten Filterbedingungen auch dann erfüllt sein, wenn die Ergebnisse nur zufällig streuen. Dies muss bei der Parametrisierung des Zuordnungsverfahrens berücksichtigt werden.

6 Ableitung von Geschwindigkeitsfeldern

6.1 Gebietsdefinition und Auswahl geeigneter Szenenpaare

6.1.1 Zuordnungsmerkmale und Gebietsdefinition

Die Ableitung der Gletscherbewegung mittels Zuordnungsverfahren in zeitlich aufeinanderfolgenden optischen Satellitenbildern erfordert eine eindeutige und zeitlich annähernd invariante Bildtextur. Die abgebildete, oberflächlich sichtbare Gletscherstruktur muss zudem dieselbe Fließgeschwindigkeit wie das Gletschereis aufweisen. Im unteren Bereich des Gletschers erfüllen diese Anforderung Gletscherspalten. Sie entstehen, wenn Spannungen im Eis einen temperaturabhängigen Grenzwert überschreiten, und verlaufen meist orthogonal zur Hauptspannungsrichtung (Scambos und Bindenschadler, 1993). In der Regel bilden sich Spalten ab einer Verformungsgeschwindigkeit von etwa $0,002 \text{ Jahr}^{-1}$ aus und sind in Größe und Form sehr unterschiedlich ausgeprägt. In vielen Bereichen erreichen sie eine Länge von über hundert Meter und eine Breite von mehr als zehn Meter.

Die oft gemeinsam in Gruppen bzw. Bändern auftretenden Gletscherspalten sind das dominierende Strukturmerkmal der Gletscheroberfläche der schnell fließenden grönländischen Ausflussgletscher und reichen teilweise bis über 50 km ins Inland. Durch die strukturierte Oberfläche und die damit verbundenen kleinräumig stark differenzierenden Reflexionseigenschaften zeigen Spaltengebiete eine markante, kontrastreiche Textur im Satellitenbild. Ähnliche kontrastreiche Strukturen im Bild erzeugen oberflächlich ausgebildete fluviale Netzwerke mit deren supraglazialen Seen oder schuttbedeckte Eisflächen. Sofern diese Strukturen räumlich nicht stationär sind, werden sie ebenfalls im Zuordnungsschritt verwendet. Speziell in den spaltenarmen Gebieten der angrenzenden Schelfeise in Nord- und Nordost-Grönland bildet die supraglaziale Hydrologie die primäre Gletschertextur.

Die geometrische Bodenauflösung der Landsat-Sensoren gewährleistet einen hohen Erkennbarkeitsgrad dieser Strukturen. In Gebieten ohne ausreichende Bildtextur ist die Bestimmung der Fließbewegung des Eises jedoch nicht möglich. Die grobe Abgrenzung der kontrastreichen Bildtexturen im Ausflussbereich von Inlandeisflächen mit homogener Oberflächentextur wird mit Hilfe von Gebietspolygonen realisiert. Weiterhin wird versucht, einen Ausflussgletscher bzw. ein kleines Gletschersystem vollständig mit diesem Gebietspolygon zu beschreiben. Dies gewährleistet eine konsistente Berechnung der Geschwindigkeitsfelder ohne nachträgliche Mosaikierung der Teilstücke. Hardwarerestriktionen und die Gewährleistung der möglichst vollständigen Überdeckung des Gebietes mit einem Szenenstreifen limitieren die Polygongröße auf etwa $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. Mit Ausnahme weniger großer Ausflussgletscher erfolgt die Verarbeitung aller Szenen mit dieser Größenvorgabe. Eine weitere Anforderung ist das Vorhandensein stationärer Bildmerkmale, die im Koregistrierungsschritt benötigt werden. Dies sind hauptsächlich Felsgebiete und Küstenlinien

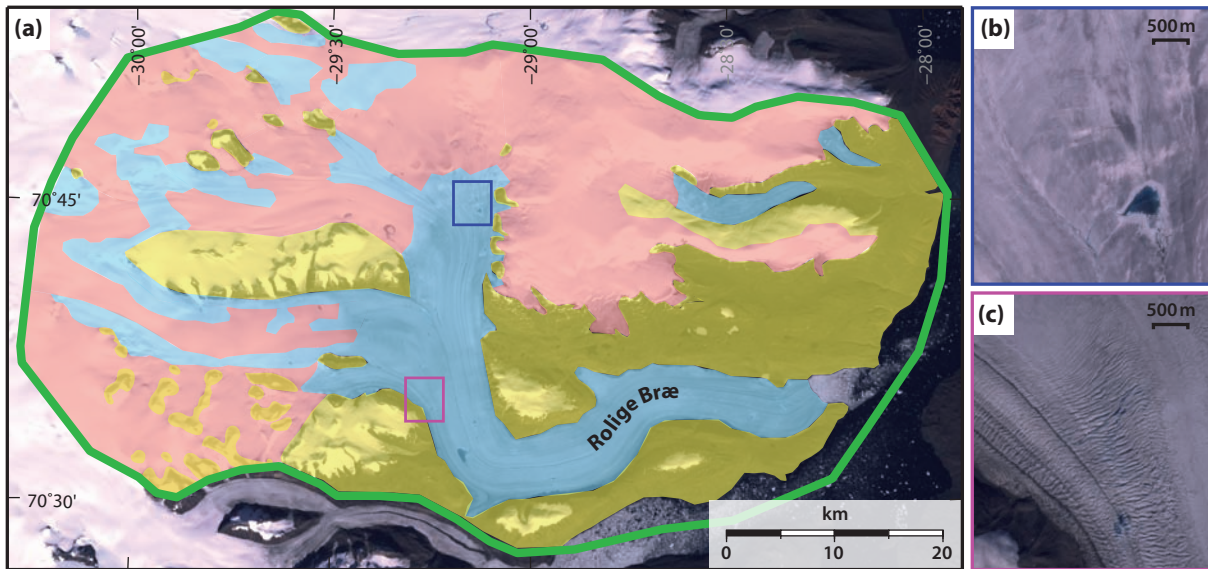


Abbildung 6.1: Gebietspolygon und typische Bildtexturen der Spaltengebiete (a) Dargestellt ist das Gebietspolygon (grün) des Rolige Bræ (Ost-Grönland) und von weiteren angrenzenden Ausflussgletschern. Exemplarisch sind die zur Ableitung der Eisbewegung geeigneten Spaltengebiete blau gefärbt. Zusätzlich hervorgehoben sind stationäre Regionen (gelb) und Gebiete mit kontrastarmer Oberflächenstruktur (rot). Der blaue und der violette Rahmen kennzeichnen die Lage der in (b) und (c) in Originalauflösung dargestellten typischen Bildtexturen der Spaltengebiete. Die Echtfarbendarstellung im Hintergrund ist eine am 17. August 2000 aufgenommene Landsat-7-Szene.

oder sichtbare Oberflächenstrukturen der Untergrundtopografie. Die Digitalisierung der Gebietspolygone erfolgte anhand der in *GoogleEarth*¹⁰ verfügbaren optischen Satellitendaten oder direkt in Landsat-Szenen.

Abbildung 6.1 zeigt das Gebietspolygon für die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten des Rolige Bræ (Ost-Grönland) und kleinerer benachbarter Ausflussgletscher. Blau hervorgehoben sind Gebiete mit dominierenden Spaltenstrukturen, in welchen die Zuordnungsverfahren meist gute Ergebnisse liefern. Dagegen ist die Ableitung in den rötlich gefärbten Gebieten aufgrund des geringen Texturkontrastes selten erfolgreich. Ergänzend sind die stationären Gebiete in Gelb dargestellt. Neben dem Gebietspolygon wird für jede Region eine sogenannte Basisszene definiert. Diese wolkenfreie Landsat-7-Szene ohne SLC-Ausfall dient im weiteren Verlauf zur einheitlichen Georeferenzierung der Szenenpaare.

Entlang des Eisrandes wurden 90 Gebiete definiert, die mit entsprechenden Metadaten im Datenbanksystem gespeichert wurden. Die Metadaten enthalten die Namen und die maximale Fließgeschwindigkeit der Ausflussgletscher sowie weitere gebietsspezifische Parameter. Letztere werden in den jeweiligen Auswertungsschritten ausführlich beschrieben. Einen Überblick über alle Gebietspolygone zeigt Abbildung 6.2.

6.1.2 Auswahl geeigneter Szenenpaare

Für jedes Gebietspolygon erfolgt anschließend die Zuordnung der verfügbaren Landsat-Szenen n_S . Häufig stehen für jede Region über 500 Szenen zur Verfügung. Die Abbildung 6.2 stellt zusätzlich für jedes Gebietspolygon die verfügbare Szenenanzahl im Landsat-Missionszeitraum farbcodiert dar. Daraus werden

¹⁰<http://earth.google.com/>

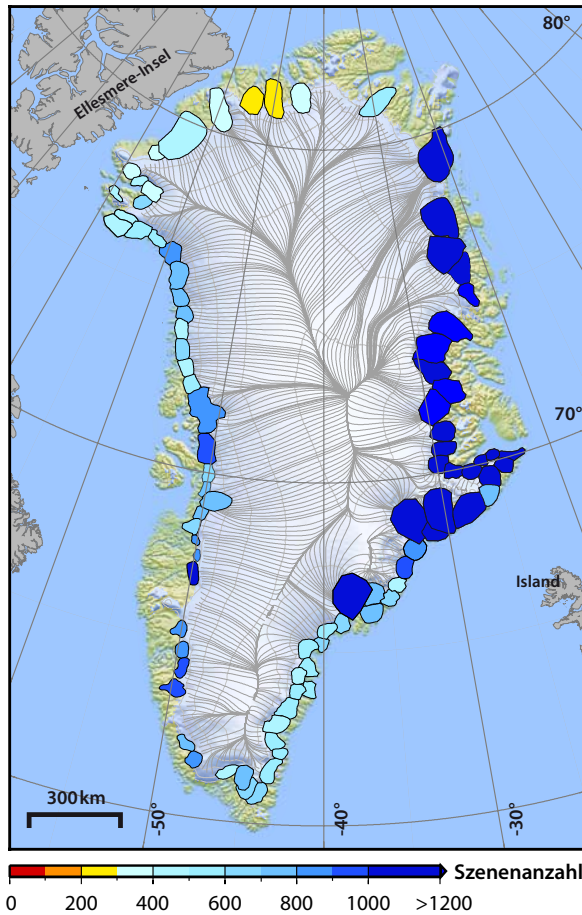


Abbildung 6.2: Einteilung der Gebietspolygone entlang des Grönlandischen Eisschildes mit farbcodierter Füllung der verfügbaren Szenen. Fließlinien sind in Grau dargestellt.

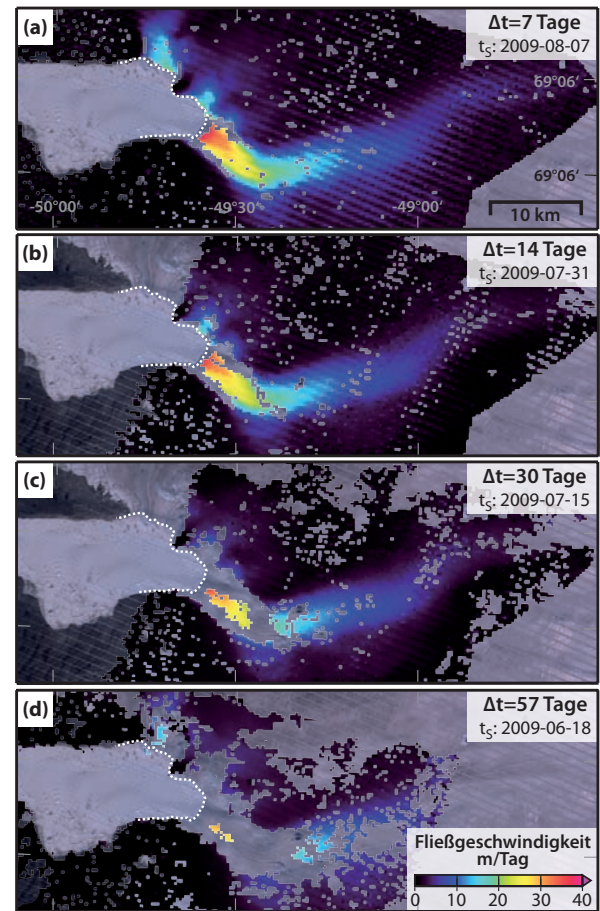


Abbildung 6.3: Zeitliche Dekorrelation der Bildzuordnung in Abhängigkeit von der Zeitbasis Δt (a–d) am Beispiel des Jakobshavn Isbræ. Hintergrund: Landsat-7-Szene vom 14. August 2009 (t_M) und Frontlage (weiß).

geeignete Szenenpaare bestimmt, für die eine Berechnung des Fließregimes erfolgt. Die Kombination erfolgt sowohl aus Szenen eines Wiederholorbites als auch aus benachbarten Bodenspuren. Ein Szenenpaar besteht aus einem Referenzbild zum Zeitpunkt t_M und dem mit der zeitlichen Basis Δt zu einem späteren Zeitpunkt t_S erfassten Suchbild. Als zeitliche Referenz t_R des Szenenpaares dient der mittlere Aufnahmezeitpunkt:

$$t_R = t_M + \Delta t/2. \quad (6.1)$$

Die Ableitung der Fließgeschwindigkeit in allen möglichen Szenenkombinationen $N_S = n_S! / (2!(n_S - 2)!)$ der n_S verfügbaren Landsat-Aufnahmen in diesem Gebiet ist aus Gründen des erforderlichen Speicherplatzes, der immensen Rechenzeit und der zeitlichen Dekorrelation der Gletscherstruktur nicht sinnvoll. Gletscherstrukturen können je nach vorherrschender Fließgeschwindigkeit und Deformationsrate des Eises gegebenenfalls über Jahre hinweg sichtbar bleiben (Lucchitta und Ferguson, 1986). In Regionen mit hohen Deformationsraten und besonders in Regionen mit einer aus unterschiedlichen Richtungen vorherrschenden Spannungsverteilung existieren sie meist nur wenige Wochen. Scherzonen am Randbereich des Gletschers sind Beispiele hierfür. Abbildung 6.3 zeigt die Dekorrelation in den Spaltengebieten für eine zeitliche Basis Δt von 7, 14, 30 und 57 Tagen. Um gute Zuordnungsergebnisse im Frontbereich zu

gewährleisten, wird die Auswahl der Szenenpaare auf eine maximale (Δt_{\max}) und eine minimale Zeitbasis (Δt_{\min}) beschränkt. Typische Werte für Δt_{\max} liegen bei etwa 40 bis 60 Tagen in Gebieten schnell fließender Gletscher (>10 m/Tag). Die minimale Zeitbasis ist so gewählt, dass im Intervall Δt der durchschnittliche Verschiebungsbetrag im Frontbereich mindestens ein Pixel beträgt. Über den Landsat-Missionszeitraum können so für jedes Gebiet zwischen 500 bis über 2000 Geschwindigkeitsfelder bestimmt werden. In einigen Beobachtungsintervallen führt die gewählte Auswahlstrategie der Szenenkombination oft zu einer scheinbar hohen Redundanz der Geschwindigkeitsfelder, die aber aufgrund regelmäßiger Wolkenbedeckung und anderer Zuordnungseinschränkungen (z. B. Schneefallereignisse) gerechtfertigt ist.

6.2 Bildvorverarbeitung

6.2.1 Kanalauswahl

Die zur Bestimmung der Gletscherfließgeschwindigkeit verwendeten Zuordnungsverfahren nutzen die flächenhaften Grauwertinformationen der Satellitenbilder. Eine Zuordnung gelingt in der Regel besser, wenn eindeutige, kontrastreiche Bildtexturen der abgebildeten Oberfläche existieren. Gerade in schnee- und eisbedeckten Gebieten stellt dies besondere Anforderungen an den verwendeten Sensor. Dort neigen die älteren Landsat-Sensoren zur Detektorübersättigung aufgrund der hohen zurückgestrahlten Energie (Dowdeswell und McIntyre, 1986). Insbesondere die Kanäle 1, 2 und 3 bei MSS und TM sind davon betroffen (Bindschadler u. a., 2001). Neben der vorgegebenen sensorspezifischen Aufnahmecharakteristik entscheidet die Wahl des spektralen Bandes über die Intensitätsverteilung der abgebildeten Objektoberfläche im Bild.

Die empfangene Strahlungsenergie im Sensor richtet sich im Wesentlichen nach der Einfallsrichtung und der Stärke der Sonnenstrahlung (Elevation, Azimut), der Sensorposition, der Geländeneigung und der Reflektivität der Objektoberfläche, die wiederum von der Wellenlänge abhängt (Lemmens, 1988). Schnee- und Eisflächen besitzen eine hohe Reflektivität sowohl im Bereich des nahen Infrarots als auch im sichtbaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums (siehe Abbildung 3.4). Im Unterschied dazu besitzen Eisflächen annähernd keine Reflektivität im mittleren und thermischen Infrarot. Änderungen der Eiseigenschaften wie Korngröße und Wassergehalt können anhand ihrer spektralen Signaturen im nahen Infrarot besser voneinander unterschieden werden (Hall und Ormsby, 1987). Dies führt zu einer deutlich kontrastreicheren Bildtextur (Williams u. a., 1991). Aufgrund dessen erfolgt der Zuordnungsschritt mit Ausnahme der ETM⁺-Daten im Bereich des nahen Infrarots (TM: Band 4, MSS: Band 7). Für den Zuordnungsschritt der ETM⁺-Daten wird aufgrund der hohen geometrischen Auflösung der panchromatische Kanal (Band 8) verwendet. Alle verwendeten Bänder schließen annähernd denselben spektralen Bereich ein, sodass eine konsistente Bildinformation bei der Zuordnung zweier Aufnahmen unterschiedlicher Sensoren gewährleistet ist.

Zur Verdeutlichung dieses Sachverhaltes zeigt Abbildung 6.4 einen Bildausschnitt für vier Kanäle des ETM⁺ mit der zugehörigen, als Histogramm aufgetragenen Grauwertverteilung. Das Histogramm für Band 2 (sichtbarer Bereich, grün) verfügt über den kleinsten Grauwertumfang. Weiterhin besitzt der Großteil der Grauwerte (>75 %) den Wert 255 (roter Balken), was auf eine Überstrahlung des Detektors zurückzuführen ist. Grund hierfür sind die ausgedehnten kontrastlosen Gletscheroberflächen, die für alle Zuordnungsverfahren ungeeignet sind. Eine ähnliche Rückstreucharakteristik zeigt Band 3 (sichtbarer Bereich, rot). Das im nahen Infrarot gelegene Band 4 zeigt hingegen einen Grauwertumfang über alle 255 Intensitätsabstufungen mit wenigen überstrahlten Bereichen. Der panchromatische Kanal (siehe Abbildung 6.4d) wurde

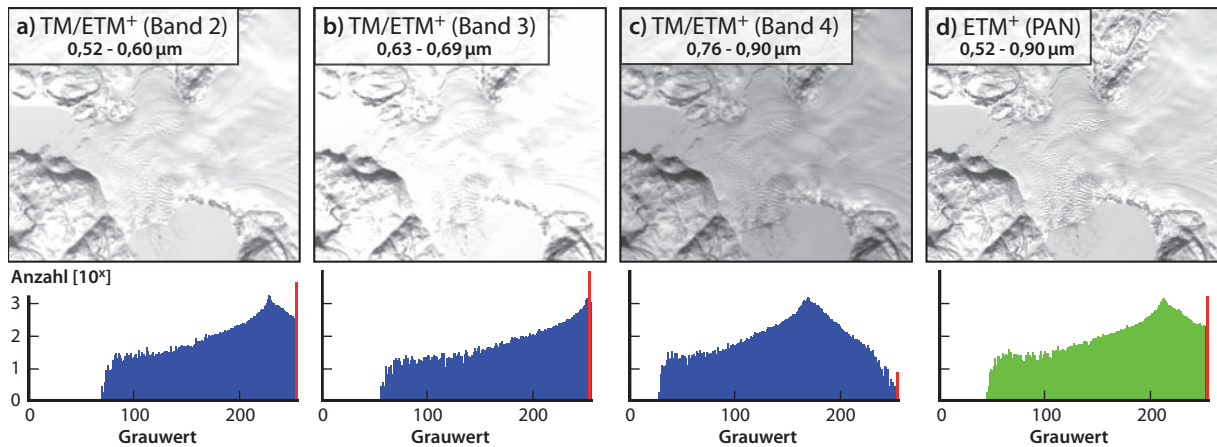


Abbildung 6.4: Unterschiedliche Rückstreucharakteristiken in Abhängigkeit von den spektralen Bereichen. Alle vier Abbildungen zeigen einen 7×6 km großen Bildausschnitt der Bänder 2 (a), 3 (b), 4 (c) und den panchromatischen Kanal (d) einer Landsat-7-Szene mit dem zugehörigen Histogramm der Grauwertverteilung (unten). Der Szenenausschnitt des panchromatischen Bandes ist für diesen Vergleich auf 30×30 m Auflösung reduziert worden. Die roten Balken in den Histogrammen repräsentieren die Häufigkeit des Grauwerts 255 (Detektorüberstrahlung). Der dargestellte Ausschnitt zeigt den südlichen Ausfluss des Alangorssup Sermia (73°N , 55°W) am 11. Mai 2000. Ausführliche Erklärung im Text.

zum Vergleich auf eine Auflösung von 30 m interpoliert und zeigt ähnliche Reflexionseigenschaften wie Band 2.

Scambos und Bindschadler (1993) schlagen im Zuordnungsschritt die Nutzung einer Kombination aus unterschiedlichen Bändern vor. Die Verwendung der ersten Hauptkomponente aus den TM-Bändern 2–5 als Intensitätsbild im Zuordnungsschritt führt zu einer Unterdrückung des Sensorrauschens und zu einer Vergrößerung des Texturkontrastes. Allerdings wird für die meisten Szenen keine wesentliche Verbesserung der Zuordnungsergebnisse erwartet, weswegen dieser Ansatz im Weiteren nicht verwendet wird.

6.2.2 Zusammenfügen benachbarter Szenen

Die Abdeckung eines Arbeitsgebietes kann deutlich erhöht werden, wenn ein zusammenhängender Szenestreifen aus benachbarten Landsat-Szenen desselben Orbits und Aufnahmezeitpunktes verwendet wird. Obwohl der Landsat-Sensor einen kontinuierlichen Streifen der Erdoberfläche aufnimmt, ist das nachträgliche Zusammenfügen der einzelnen Szenen nicht mehr nahtlos möglich. Infolge der separaten Verarbeitung der Szenenteile können neben Rektifizierungs- und Projektionsunterschieden auch Lageabweichungen zwischen den benachbarten Szenen entstehen. Vorhandene Projektionsunterschiede werden durch eine Koordinatenumformung mit anschließendem *Resampling* vereinheitlicht. Im Anschluss ermöglicht die Bildzuordnung im Überlappungsbereich das lagerichtige Zusammenfügen der Szenen. Im Überlappungsbereich beider Szenen erfolgt in einem groben Raster alle 1,5 km eine Zuordnung mittels Phasenkorrelation und anschließend LSM zur subpixelgenauen Bestimmung der Translationskomponenten. Aus den bestimmten Bewegungskomponenten wird ein mittlerer Verschiebungsvektor ermittelt, um den die südlichere Szene an die nördlich gelegene Referenzszene koregistriert wird.

6.3 Koregistrierung und Georeferenzierung

Die exakte relative (Koregistrierung) und absolute (Georeferenzierung) räumliche Zuordnung zweier Satellitenszenen ist eine zentrale Anforderung an die automatische Auswertung von multitemporalen und multisensoralen Daten. Für die präzise Koregistrierung genügt die Kompensation der relativen Verschiebung beider Bilder zueinander, weil die Maßstabsänderungen und eine mögliche Restrotation bei der Verwendung von Landsat-Aufnahmen meist vernachlässigbar klein sind. Auf der Grundlage der Metainformationen jedes Satellitenbildes wird zu Beginn eine grobe Zuordnung durchgeführt. In der Regel ist die damit erreichbare Genauigkeit zu gering. Existierende Abweichungen der Ephemeridendaten von der wahren Satellitentrajektorie sowie Restfehler im Rektifizierungsschritt (siehe Abschnitt 3.2.1) wirken sich in relativen Lagefehlern von bis zu hundert Pixeln zwischen zwei Landsat-Szenen aus (Labovitz und Marvin, 1986; Lee u. a., 2004; Netanyahu u. a., 2004).

Zur Verbesserung der Koregistrierung wird ein dichtes Verschiebungsfeld (im Weiteren Deformationsfeld genannt) bestimmt, aus welchem anschließend Transformationsparameter zwischen beiden Satellitenszenen geschätzt werden. Den größten Anteil am Deformationsfeld verursacht die fehlende oder fehlerbehaftete Orthorektifizierung. Abschnitt 6.3.3 schlägt eine modifizierte Orthorektifizierung der Landsat-Szene vor. Im Anschluss an die Koregistrierung gelingt die absolute Georeferenzierung durch die Zuordnung an die Basisszene. Eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweise ist Gegenstand des letzten Unterabschnitts.

6.3.1 Koregistrierung mittels Metainformationen

Die zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten verwendeten Kombinationen multisensoraler Satellitendaten können sowohl in unterschiedlichen Kartenprojektionen vorliegen als auch eine voneinander abweichende geometrische Auflösung besitzen. Ziel der Grobzuordnung ist es, das verwendete Szenenpaar hinsichtlich dieser Aspekte zu vereinheitlichen und eine Koregistrierungsgenauigkeit von besser als 10 Pixel zu erreichen. Die dazu nötigen Informationen können aus den Metainformationen der Satellitenszenen extrahiert werden.

Im Arbeitsgebiet liegen alle Landsat-Szenen im UTM-System vor. In Szenenpaaren derselben UTM-Zone genügt die Bestimmung einer ganzzahligen Translation in beide Bildkoordinatenrichtungen, die aus den Eckkoordinaten der Satellitenszenen berechnet wird. Eine Neuordnung der Bildinformation mittels Interpolation (*Resampling*) ist in diesem Fall nicht notwendig. Im Gegensatz dazu findet bei unterschiedlicher UTM-Zone eine Koordinatenumformung mit anschließendem *Resampling* des Suchbildes in die Projektion des Referenzbildes statt. Ältere Bilddaten von Landsat 1, Landsat 2 und Landsat 3 besitzen eine geringe Genauigkeit der bereitgestellten Georeferenzierungsinformationen. Um eine Genauigkeit der Grobzuordnung von weniger als 10 Pixel zu gewährleisten, wird die Verschiebung zwischen den Szenen mit Hilfe von Bildzuordnungsverfahren bestimmt. Zur Beschleunigung des Zuordnungsschrittes der teilweise großen Verschiebungsbeträge von über 10 km werden zur Näherungswertbestimmung Bildpyramiden eingesetzt (Gonzalez und Woods, 2008).

Weiterhin bedingen Auflösungsunterschiede zwischen beiden Szenen ebenfalls eine Bildinterpolation. Szenen mit höherer Auflösung werden in die niedrigere Bildauflösung des anderen Bildes überführt. Im Zuge der Verkleinerung können Aliasing-Effekte auftreten, die mit Hilfe eines vorgeschalteten Filters minimiert werden. Einen dazu geeigneten Rekonstruktionsfilter stellt der Lanczos-Filter dar (Duchon, 1979; Wolberg, 2004). Einen Nachteil des Filters bildet die benötigte Größe des Integralkerns (*Kernel*), die

zu einer Vergrößerung des Streifenmusters der Landsat-7-Daten ohne SLC führen würde. Diese Bilddaten werden mit einer einfachen bilinearen Interpolation skaliert.

6.3.2 Bestimmung des Deformationsfeldes eines Bildpaares

Zur Verbesserung der Koregistrierungsgenauigkeit nach der Grobzuordnung wird in einem dichten Raster der Versatz zwischen beiden Bildern bestimmt. Jedoch scheitert die flächenhafte Bestimmung des Deformationsfeldes in vergletscherten Gebieten oftmals. Die notwendige Annahme, dass identische Bildtexturen zwischen zwei Satellitenbildern ortsfest sind, wird im Bereich aktiver Eisbewegung verletzt. Einen alternativen Ansatz bildet die Bestimmung des Deformationsfeldes in stationären Bildbereichen, wie sie das umliegende eisfreie Relief oder die Uferlinie darstellt. Auch dieses Verfahren kann wegen großflächiger Wolkenbedeckung oder wegen durch zeitlich variable Oberflächentextur bedingter Zuordnungsfehler stark eingeschränkt werden. In diesem Fall wird das gesamte Bild tiefpassgefiltert, wodurch ein Großteil der durch Eisbewegung beeinflussten Texturbereiche eliminiert wird. Die danach durchgeführte Bildzuordnung liefert ein gutes Koregistrierungsergebnis, das allerdings eine geringere Genauigkeit besitzt. Beide Verfahren werden im Folgenden vorgestellt.

Eisfreie Gebiete

Die für den Koregistrierungsschritt benötigten Umrisspolygone der eisfreien Gebiete werden nicht für jede Szenenkombination einzeln bestimmt, sondern für jedes Arbeitsgebiet einmalig anhand der Basisszene semiautomatisch abgeleitet und in das System der Referenzszenen transformiert. Die Erstellung des Gebietspolygons bzw. der Gebietsmaske erfolgt durch Segmentierung des Verhältnis von Band 3 zu Band 5 unter Nutzung eines automatisch bestimmten Histogrammschwellenwertes nach Otsu (1979). Weiterhin werden Wasserflächen mit Hilfe des globalen Uferliniendatensatzes GSHHG (*A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database*) ausmaskiert und fehlklassifizierte Flächen manuell korrigiert.

Innerhalb der Gebietsmaske wird an jedem Knotenpunkt eines 10×10 -Pixel-Rasters eine Bildzuordnung zwischen Referenz- und Suchbild durchgeführt. Als Zuordnungsverfahren dient die NCC mit nachgeschaltetem LSM, das die zwei Translationskomponenten x_0 und y_0 des Bildfensters schätzt. Weiterhin kann die teilweise fehlende oder nicht vollständige Orthorektifizierung beider Bilder zu einer topografiebedingten, scheinbaren Verschiebung des gewählten Bildfensters im Suchbild führen (siehe Abbildung 6.3.3). Um eine erfolgreiche Zuordnung zu gewährleisten, sollten entsprechend kleine Bildfenster gewählt werden.

Für jedes Szenenpaar wird eine konstante Größe des Bildfensters (t_{xy}) im Zuordnungsschritt verwendet. Diese variiert jedoch in Abhängigkeit vom geografischen Gebiet zwischen 11 bis 21 Pixeln und wird manuell festgelegt. In Regionen mit überwiegend steiler Topografie werden kleinere Bildfenster gewählt, um lokale Effekte besser zu erfassen. Zusammen mit der Rasterweite stellt dies einen Kompromiss zwischen Robustheit der Bildzuordnung und hoher räumlicher Dichte des Verschiebungsfeldes dar. Der Suchbereich richtet sich sowohl nach der Genauigkeit der groben Koregistrierung als auch nach dem maximal zu erwartenden Versatz vor der Orthorektifizierung und liegt zwischen 5 und 20 Pixeln.

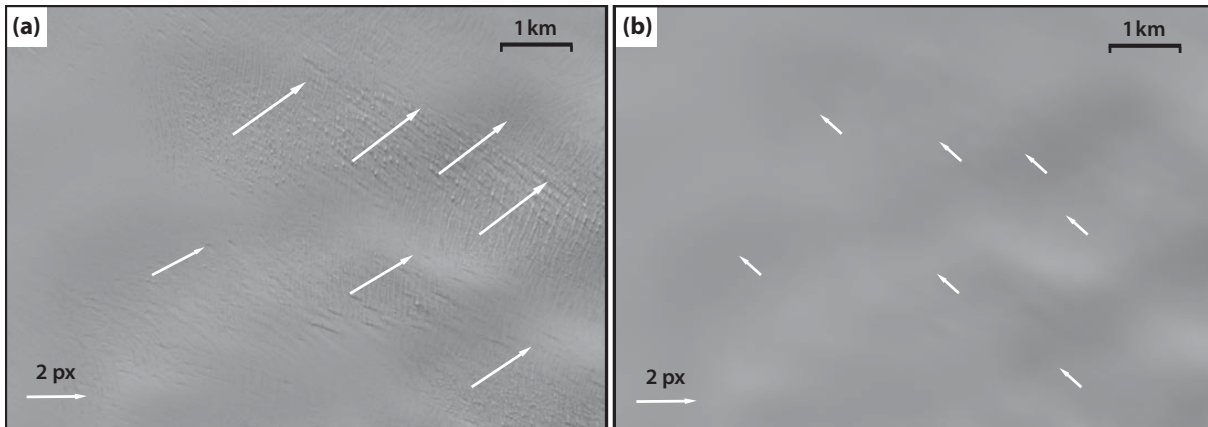


Abbildung 6.5: Koregistrierung mittels flächenhafter Bildzuordnung in vergletscherten Gebieten eines Szenenpaares. Der Ausschnitt zeigt eine Landsat-7-Aufnahme vom 2. Oktober 1999 im Bereich des Kangerdlugssuaq-Gletschers (Ost-Grönland) (a) Eisbewegung dominiert den Verschiebungsbetrag der Bildzuordnung im ungefilterten Szenenpaar. (b) Nach Tiefpassfilterung desselben Bildausschnitts repräsentiert das Ergebnis der Bildzuordnung die relative Verschiebung zwischen beiden Szenen.

Überwiegend vergletscherte Gebiete

Ist die Bestimmung eines Deformationsfeldes in eisfreien Gebieten nicht oder nur eingeschränkt möglich, so kann eine Koregistrierung auch in vergletscherten Gebieten vorgenommen werden. Im Randgebiet des Eisschildes ist die Oberflächentextur zum Teil von Strukturen zeitlich stationärer Untergrundtopografie geprägt. Diese Strukturen eignen sich zur Koregistrierung von Bildpaaren. Dazu muss in diesen Gebieten sichergestellt werden, dass im Zuordnungsschritt keine Verschiebungen aufgrund der Eisbewegung detektiert werden. Typischerweise werden solche Bewegungen von Strukturen mit einer hohen Ortsfrequenz (z. B. Gletscherspalten) hervorgerufen. Nach Tiefpassfilterung beider Bilder und der Wahl einer Bildfenstergröße von $t_{xy} > 200$ Pixel lässt sich der Einfluss dieser Strukturen weitestgehend unterdrücken (siehe Abbildung 6.5). Tests haben gezeigt, dass gute Ergebnisse durch einen Gauß-Filter mit einer Filterlänge von 100 bis 200 m erreicht werden. Bis auf Landsat-7-Szenen ohne SLC wird für die Zuordnung die im Frequenzraum arbeitende Phasenkorrelation mit nachgeschaltetem LSM genutzt. Für Szenen mit SLC-Ausfall wird die Phasenkorrelation durch das NCC-Verfahren ersetzt.

Alternativ kann die Zuordnung auch an markanten Merkmalen erfolgen. Beispielsweise eignen sich dazu der Eisrand und die Uferlinie. Eine Zuordnung ist ebenfalls an den häufig ortsfesten Supraglazialseen möglich. Madani u. a. (2004) und Netanyahu u. a. (2004) geben entsprechende Ansätze.

6.3.3 Orthorektifizierung

Unter Orthorektifizierung versteht man den Transformationsprozess einer beliebig perspektiven Darstellung in eine Orthogonalprojektion. Im Fall opto-mechanischer Scanner entsteht während der Schrägsichtaufnahme eine radial versetzte Abbildung der Oberflächenpunkte quer zur Flugrichtung. Die Größe des Versatzes richtet sich nach der Geländehöhe und dem Objektstand von der Satellitenbodenspur. Der radiale Versatz nimmt mit zunehmendem Abstand von der Satellitenbodenspur zu. Eine Vernachlässigung dieses Effekts führt nicht nur zu einer fehlerhaften absoluten Lage jedes Objektpunktes, sondern aufgrund der unterschiedlichen Aufnahmegeometrien auch zu einer überlagerten, scheinbaren Objektverschiebung

bei der Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten. Im Bereich Grönlands erfolgt die Orthorektifizierung innerhalb der Landsat-Produktgenerierung mit dem gering aufgelösten GTOPO30-Geländemodell (L1T) oder ohne Reduktion (L1G). Die folgenden Abschnitte zeigen die nachträgliche Orthorektifizierung der Landsat-Standardprodukte unter Zuhilfenahme eines hochaufgelösten Geländemodells.

Prinzip

In allen Bildern wird im Rahmen der Orthorektifizierung für jeden Punkt der radiale Versatz im Objektraum ΔL bzw. im Bildraum Δp gesucht. Dazu wird nachfolgend zuerst das Orthorektifizierungsprinzip an einer beliebigen Landsat-Aufnahme erläutert. Anschließend wird auf den Orthorektifizierungseffekt bei der Betrachtung eines korrespondierenden Punktepaares mit seinen jeweiligen radialen Verschiebungen $\Delta p^R, \Delta p^S$ im Referenz- bzw. Suchbild eingegangen.

Eine geometrische Veranschaulichung der Orthorektifizierung zeigt Abbildung 6.6a. Aufgrund der Aufnahmegeometrie wird die Bildinformation am Punkt P_G nicht an seine Orthogonalprojektion P_E , sondern um die Strecke ΔL am Punkt P'_E versetzt abgebildet. Um die Größe des Versatzes zu berechnen, ist die Kenntnis über den orthogonalen Abstand y_\perp zur Nadirbodenspur des Satelliten notwendig (siehe Abbildung 6.6b). Die Nadirbodenspur bezeichnet die Projektion der Ephemeriden des Satelliten in das Bildsystem. Für Landsat 5 und Landsat 7 sind die einminütig vorliegenden Ephemeriden in einem inertialen, geozentrischen Bezugssystem gegeben, die in ein erdfestes System transformiert werden. Nach der Projektion der zwei benachbarten Ephemeriden an den Stützstellen O_S und O_E in das Bildsystem erhält man die genäherte Nadirbodenspur durch lineare Interpolation (siehe Abbildung 6.6b). Die aus den Ephemeriden abgeleitete Satellitenhöhe h_S ist aus den zwei verwendeten Stützstellen linear interpoliert. Modellrechnungen haben gezeigt, dass die Auswirkung des Interpolationsfehlers auf Δp nur maximal 0,03 Pixel beträgt (USGS, 2006).

Liegen keine Ephemeridendaten vor, so liefert die Bestimmung der Mittellinie des Szenenumrisses eine Approximation der Bodenspur und damit den Abstand y_\perp . In diesem Fall beträgt die Abweichung der abgeleiteten Satellitenbodenspur von der tatsächlichen Nadirrichtung des Scanspiegels selten mehr als 20 Pixel und ist im Rahmen der Orthorektifizierung vernachlässigbar.

Nach dem im IAS dargestellten Reduktionsschema erhält man die Objektstrecke L sowie deren Zentriwinkel τ in Abhängigkeit von der geometrischen Auflösung ΔXY über (6.2) (ebd.). Weiter entspricht die korrespondierende Blickrichtung des Sensors δ dem Vektor zwischen der Satellitenplattform S und P_E und ergibt sich gemäß (6.3) aus dem Kosinussatz.

$$\tau = \frac{L}{R_E} = \frac{\Delta XY \cdot y_\perp}{R_E} \quad (6.2) \quad \sin \delta = R_E \sin \tau / \sqrt{R_E^2 + (R_E + h_S)^2 - 2R_E(R_E + h_S) \cos \tau} \quad (6.3)$$

Der Radius R_E ist der geozentrische Abstand des Szenenmittelpunktes zum WGS84-Ellipsoid. Die zu P_E gehörige Bildinformation ist um die Winkeldifferenz $\Delta \delta$ versetzt aufgenommen. In Abhängigkeit von der ellipsoidischen Höhe h_{ell} des Objektpunktes kann sie nach (6.4) bestimmt werden. Liegt das gewählte Geländemodell in orthometrischen Höhen vor, so müssen diese um die Geoidhöhe N reduziert werden.

$$\tan \Delta \delta = \frac{(R_E + h_S) \sin \delta (1 - (R_E + h_S)/R_E)}{(R_E + h_{\text{ell}}) \sqrt{1 - (R_E + h_S)^2/R_E^2} \cdot \sin^2 \delta - (R_E + h_S) \cos \delta} \quad (6.4)$$

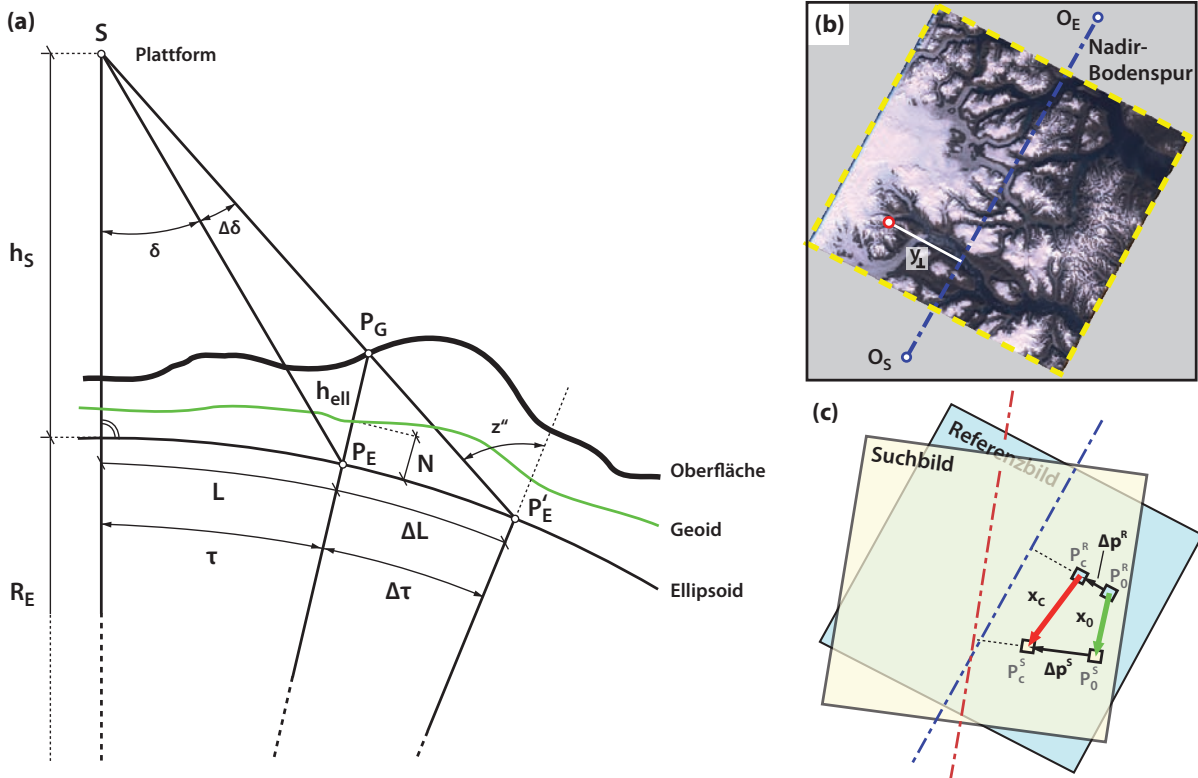


Abbildung 6.6: (a) Geometrische Darstellung der Orthorektifizierung. (b) Abgeleitete Nadirbodenspur (blau) aus den Stützpunkten O_S und O_E der Ephemeriden. Die gestrichelte gelbe Linie zeigt das Umrisspolygon der abgebildeten Landsat-7-Szene. (c) Verschiebungsvektor aus der Bildzuordnung vor (x_0) und nach (y_c) Orthorektifizierung. Die schwarzen Vektorpfeile zeigen den reduzierten Versatz des jeweiligen Referenz- und Suchbildes (Δp^R bzw. Δp^S).

Die Gleichung (6.5) beschreibt die Berechnung des Zenitwinkels z'' in P'_E zu S , der zur Ermittlung des Zentriwinkels $\Delta\tau$ in (6.6) dient:

$$\sin z'' = \frac{R_E + h_S}{R_E} \sin(\delta + \Delta\delta), \quad (6.5) \quad \Delta\tau = z'' - \tau - (\delta + \Delta\delta). \quad (6.6)$$

Schließlich ergibt sich der gesuchte radiale Versatz im Bildraum Δp gemäß:

$$\Delta p = \frac{\Delta L}{\Delta XY} = \frac{R_E \cdot \Delta\tau}{\Delta XY}. \quad (6.7)$$

Unter Anwendung dieser Vorschrift lässt sich für jede Szene ein flächenhaftes Reduktionsfeld erstellen, das zum *Resampling* der Szene genutzt werden kann. Dies birgt aber den Nachteil, dass die ursprüngliche Bildinformation durch Interpolationseffekte verändert wird. Alternativ dazu kann das Reduktionsfeld auch numerisch an abgeleitete Produkte angebracht werden.

Reduktion des Geländeversatzes zwischen Bildpaaren

Bei der Zuordnung zweier Bildfenster wirkt nur die Vektordifferenz der beiden perspektiven Verschiebungen Δp^R und Δp^S des Referenz- bzw. Suchbildes. Abbildung 6.6c illustriert diesen Zusammenhang. Der

dadurch entstehende Versatz aufgrund der fehlenden oder nicht vollständigen Orthorektifizierung richtet sich nach der Qualität des verwendeten Geländemodells und dem Unterschied in der Aufnahmegeometrie sowie der Aufnahmeposition beider Szenen. Während Szenen eines Wiederholorbites annähernd die gleiche Aufnahmeposition besitzen und damit die Vektordifferenz in den meisten Gebieten im Subpixelbereich liegt, kann dieser Wert bei Szenenkombinationen aus benachbarten Bodenspuren beträchtlich anwachsen. Insbesondere in steilen Ausflusstälern können große Topografievariationen innerhalb einer Auflösungszelle des Geländemodells auftreten, die zu Restverschiebungen von mehr als 10 Pixeln führen und das abgeleitete Geschwindigkeitsfeld verfälschen.

In den orthorektifizierten Landsat-Standardprodukten (L1T) bestimmt im Wesentlichen der Höhenfehler des GTOPO30 die Größe der Vektordifferenz. Die Abbildungen 6.7a-c verdeutlichen dies am Beispiel des Bartholin Bræ (Ost-Grönland). Das GTOPO30 mit rund 1 km Auflösung gibt das Relief nur unzureichend wieder. Im Vergleich dazu approximiert das ASTER-GDEM-V2 (siehe Abbildung 6.7c) die Geländesituation deutlich besser. Einen weiteren Einfluss auf die Orthorektifizierung hat die durch Schmelzprozesse bedingte Änderung der tatsächlichen Eisoberfläche zwischen den Aufnahmezeitpunkten des Szenenpaares. Jedoch zeigt Heid (2011), dass dieser Einfluss bei den vorherrschenden Abschmelzraten vernachlässigbar ist.

Im Rahmen dieser Arbeit werden für alle Landsat-Szenen ASTER-GDEM-V2-Reduktionsmodelle mit dem in Abschnitt 6.3.3 beschriebenen Orthorektifizierungsschema erstellt und entsprechend an alle Zuordnungsergebnisse angebracht. Die bereits orthorektifizierten Szenen (L1T-Produkte) werden zuvor um den GTOPO30-Versatz reduziert. Alle L1G-Produkte können direkt mit dem verbesserten Reduktionsmodell orthorektifiziert werden.

Die Abbildungen 6.7d-f zeigen die Ergebnisse der Bildzuordnung beispielhaft an einem Szenenpaar vom 7. Juli 2001 (Umlaufnummer 224) und 25. Juli 2001 (Umlaufnummer 226) für die Bereiche stationärer Gebiete sowie deren Histogramme der Zuordnungskomponenten (x_o , y_o). Das Verschiebungsfeld des nicht orthorektifizierten L1G-Produktes gibt in seinem Verlauf das Relief annähernd wieder und zeigt in weiten Gebieten große Beträge der Vektordifferenz. Leicht verbessert beträgt die Standardabweichung der Verschiebungskomponenten des L1T-Produktes noch 1,4 bis 2,9 Pixel. Eine deutliche Steigerung der Orthorektifizierungsgenauigkeit gelingt durch die Verwendung des ASTER-GDEM-V2-Geländemodells. Der Restfehler der Residuen liegt nach Reduktion im Subpixelbereich. Daneben variiert auch der mittlere Verschiebungsbetrag der einzelnen Komponenten, der die relative Registrierung des Szenenpaares beeinflusst.

6.3.4 Wahl und Genauigkeitspotenzial der Koregistrierungsmethode

Aus dem Mittelwert der Komponenten des orthorektifizierten Deformationsfeldes erhält man direkt die Gesamtverschiebung (x_o , y_o), um welche die Suchszene gegenüber der Referenzszene korrigiert wird. Entscheidend für die Güte der Koregistrierung ist, ob das Verschiebungsfeld zwischen den Szenen auf eisfreien oder vergletscherten Gebieten basiert. In vergletscherten Gebieten verringert sich die Zuordnungsgenauigkeit aufgrund der starken Tiefpassfilterung etwa um den Faktor zehn. Die Koregistrierungsgenauigkeit liegt dann zwischen 1 und 5 Pixel. Verfügt das Szenenpaar über ausreichend eisfreie Gebiete, wird die Koregistrierung nur in diesen Regionen durchgeführt. Als Auswahlkriterium dient die Anzahl guter Zuordnungsergebnisse in den vordefinierten, stationären Regionen. Sind nach Ausreißerfilterung mehr als 2 % der Ausgangswerte vorhanden, so findet das erstellte Verschiebungsfeld in den eisfreien Gebieten Anwendung (siehe Abschnitt 6.3.2). In diesem Fall hängt die Genauigkeit maßgeblich von der Orthorek-

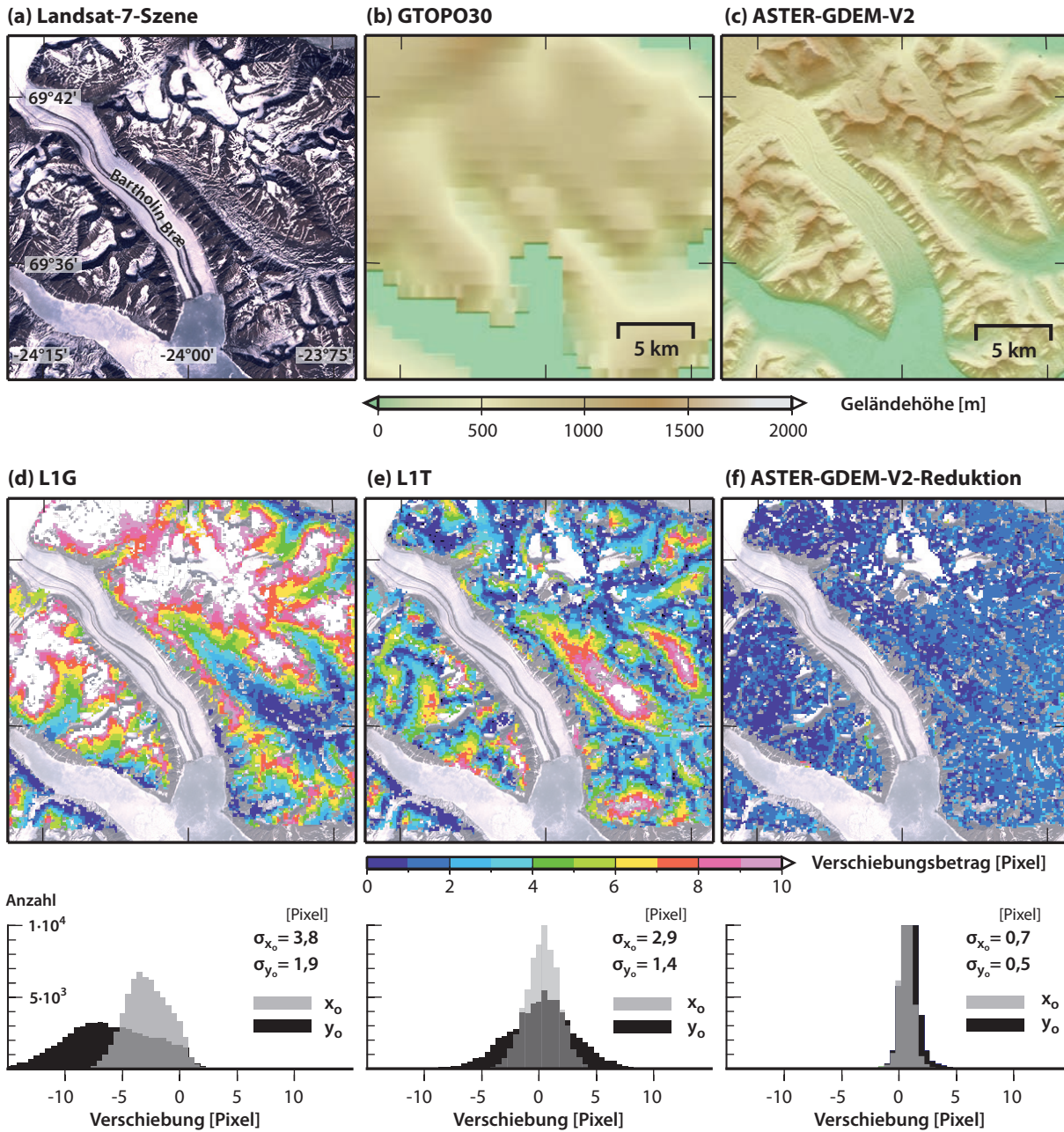


Abbildung 6.7: Reduktion des relativen radialen Geländeversatzes der Landsat-Standardprodukte. (a) Landsat-7-Bildausschnitt des Untersuchungsgebietes am 7. Juli 2001 im Bereich des Bartholin Bræ. (b) GTOPO30 mit 1 km Auflösung. (c) ASTER-GDEM-V2 mit rund 150 m Auflösung. (d) Verschiebungsbeträge der Felsgebiete zwischen zwei Landsat-Aufnahmen am 7. Juli 2001 und 25. Juli 2001 ohne Orthorektifizierung (L1G-Produkt). (e) Verschiebungsbeträge nach Orthorektifizierung mit GTOPO30 (L1T-Produkt). (f) Verschiebungsbeträge nach Orthorektifizierung mit ASTER-GDEM-V2. Unter (d-f): Histogramme der Verschiebungen und deren Standardabweichungen des Mittelwertes.

tifizierung ab. Konnte ein Deformationsfeld weder in eisfreien noch in vergletscherten Gebieten erstellt werden, umfasst die Koregistrierung ausschließlich die Grobzuordnung.

Eine Abschätzung der Koregistrierungsgenauigkeit erfolgt über die Streuung der Zuordnungsergebnisse (σ_{x_0} , σ_{y_0}) um ihren Mittelwert (\bar{x}_0 , \bar{y}_0), die zuvor um grobe Ausreißer (3σ) bereinigt wurden. Die besten

Koregistrierungsergebnisse erreichen in der Regel wolkenfreie Szenenpaare eines Wiederholerbits, die große Flächen eisfreier Gebiete im Bild aufweisen. Diese Szenenpaare können gewöhnlich mit einer hohen Subpixelgenauigkeit ($\sqrt{\sigma_{x_0}^2 + \sigma_{y_0}^2} < 0,2$ Pixel) koregistriert werden. Werden die genannten Kriterien nur teilweise erfüllt, können Zuordnungsfehler von mehreren Pixeln auftreten. Insgesamt ist die Fehlerabschätzung als zu pessimistisch einzustufen, da eine große Anzahl von Ausreißern die Filterschranke anhebt und zu einer größeren Standardabweichung führt. Dieser Effekt kann durch einen robusten Schätzer begrenzt werden, der im entwickelten Programmpaket noch nicht implementiert wurde.

6.3.5 Georeferenzierung

Um Zeitreihenanalysen der einzelnen Geschwindigkeitsfelder durchzuführen, ist es notwendig, dass alle Szenenpaare die gleiche absolute Referenzierung besitzen. Im Gegensatz zu den LIT-Produkten, die eine Georeferenzierungsgenauigkeit zwischen 50 und 100 m besitzen, weisen die ohne Passpunktinformationen generierten LIG-Produkte Lageabweichungen von bis zu 10 km auf (van Wie und Stein, 1976; Lee u. a., 2004).

Um eine einheitliche Georeferenzierung aller Szenenpaare zu gewährleisten, erfolgt eine Bildzuordnung der Referenzszene auf eine für jede Region festgelegte Basisszene (siehe Abschnitt 6.1.1). Abbildung 6.8a gibt einen schematischen Überblick. Im Allgemeinen sollte diese Basisszene eine bessere Lagegenauigkeit als die Standard-Landsatprodukte aufweisen. Da im Bereich Grönlands keine flächenhaften Georeferenzierungsinformationen der geforderten Qualität frei zugänglich sind, findet die Bildzuordnung anhand einer annähernd wolkenfreien Landsat-7-Aufnahme im Zeitraum 1999–2003 statt, die mit Passpunktinformationen im Rahmen der LIT-Produktgenerierung georeferenziert wurde (siehe Abbildung 6.8b). Aus den Ergebnissen der Bildzuordnung können für jedes Szenenpaar zwei Translationsparameter (x_0^G, y_0^G) geschätzt werden. Es wird kein *Resampling* des Szenenpaares vorgenommen. Stattdessen kann die Korrektur an alle abgeleiteten Produkte anhand des bestimmten Parametersatzes nachträglich angebracht werden. Ältere Satellitenaufnahmen (Landsat 1, Landsat 2 und Landsat 3) mit Lageabweichungen von mehreren Kilometern werden dagegen über einen Bildpyramidenansatz georeferenziert und auf das System der Basisszene interpoliert.

Eine höhere absolute Genauigkeit liefert die Zuordnung der Basisszene auf andere Satellitendaten mit einer besseren Georeferenzierungsgenauigkeit. Beispielsweise eignen sich dazu georeferenzierte TerraSAR-X-Daten, die eine Lagegenauigkeit von rund 0,5 m besitzen (Eldhuset und Weydahl, 2011).

6.4 Bestimmung von Fließgeschwindigkeitsfeldern

6.4.1 Auswahl und Parametrisierung der Zuordnungsverfahren

Die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten in optischen Landsat-Bildern stellt spezielle Anforderungen an das zu verwendende flächenhafte Zuordnungsverfahren und dessen Parametrisierung. Neben der Wahl des Verfahrens steuern im Wesentlichen die Größe des genutzten Bildfensters, die Bestimmung des Suchbereiches und das verwendete Filterverfahren die Qualität der abgeleiteten Fließgeschwindigkeiten. Diese Aspekte werden im Folgenden diskutiert. Die Entwicklung einer optimalen Zuordnungsstrategie ist nicht Gegenstand dieser Arbeit. Strategien hin zu einem optimalen Zuordnungsverfahren zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten gibt Abschnitt 6.4.5.

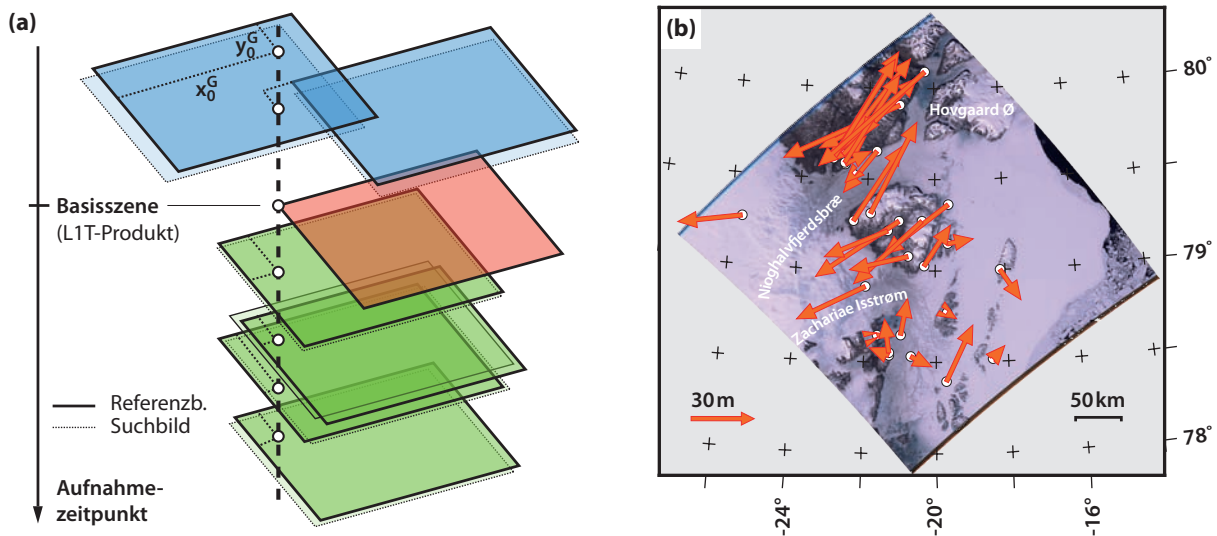


Abbildung 6.8: (a) Georeferenzierung der Landsat-Szenenpaare (blau: MSS, TM; grün: ETM⁺) bzgl. einer Basisszene (rot). (b) Mit Passpunkten georeferenzierte Landsat-7-Szene vom 23. Juni 2001 im Bereich des Nioghalvfjordsbræ. Pfeile zeigen die Residuen der Passpunkte zu den korrespondierenden Bildpunkten nach der Georeferenzierung, die im Rahmen der LIT-Produktgenerierung bestimmt wurden.

Wahl des Zuordnungsverfahrens

Ein Großteil der zu bestimmenden Geschwindigkeitsfelder basiert auf der Grundlage von Landsat-7-Szenen ohne SLC. Der in diesen Szenen in einem regelmäßigen Streifenmuster auftretende Datenausfall schränkt die Nutzung der Standardverfahren stark ein. In der Regel ist eine Anpassung des genutzten Zuordnungsverfahrens erforderlich, die im Abschnitt 5.1 beschrieben wurde.

Weiterhin sollte das gewählte Verfahren invariant gegenüber linearen radiometrischen Bildänderungen sein, um eine zuverlässige Bestimmung von Verschiebungsvektoren in Bildpaaren mit einer unterschiedlichen Beleuchtungssituation zu gewährleisten. Außerdem ist es wünschenswert, dass Verschiebungen im Subpixelbereich und Objektdeformationen zwischen zwei Aufnahmen berücksichtigt werden können. Allerdings existiert derzeit kein Zuordnungsverfahren, das all diese Anforderungen erfüllt.

In dieser Arbeit wurde ein zweistufiges Verfahren aus NCC und nachgeschaltetem LSM gewählt, das einen Kompromiss zwischen optimaler Informationsextraktion, Robustheit und Implementationsaufwand darstellt. Darüber hinaus lassen sich beide Verfahren für die Nutzung von Daten mit SLC-Ausfall adaptieren. Im ersten Schritt der Grobzuordnung werden ganzzahlige Verschiebungswerte ermittelt, die als Näherungswerte im nachfolgenden LSM dienen. Neben der subpixelgenauen Bestimmung der Translationskomponenten lassen sich im Rahmen des LSM komplexere geometrische Zusammenhänge berücksichtigen (siehe dazu Abschnitt 5.3). Eine sinnvolle Erweiterung des geometrischen Modells stellt die Parametrisierung einer Starrkörperrotation dar, welche die zwischen den Aufnahmen erfolgte Richtungsänderung der Gletschertextur entlang der Fließlinie einbezieht. Um eine mögliche Extension und Kompression der Spaltentextur sowie die durch Scherung bedingte Eisdeformation zu berücksichtigen, wurde das geometrische Modell auf eine Affintransformation erweitert.

In Bereichen mit besonders großen Objektdeformationen scheitert oftmals die Grobzuordnung mit dem NCC. Diese kann iterativ verbessert werden. Dazu werden die im ersten Iterationsschritt generierten Zuordnungsergebnisse gefiltert, anschließend für die Rotations- und Translationskomponenten flächenhaft

interpoliert und nachfolgend einem weiteren LSM-Schritt zugeführt. Diese Schritte werden so lange durchgeführt, bis die Filterung der Ergebnisse keine Verbesserung zum vorherigen Iterationsschritt mehr erzeugt. Aufgrund der hohen Berechnungszeit wurde dieses Verfahren bisher nur versuchsweise an wenigen Szenenpaaren durchgeführt.

Näherungswertbestimmung bei der Grobzuordnung

Standardmäßig findet die Suche des korrespondierenden Bildfensters beim NCC-Verfahren in einem quadratischen Raster der Größe $s_{xy} \times s_{xy}$ um das gewählte Zentralpixel statt (siehe Abschnitt 5.1). Die Größe des Suchbereiches s_{xy} richtet sich nach der erwarteten Maximalverschiebung $v_{\max} \cdot \Delta t / \Delta XY$. Eine hohe Fließgeschwindigkeit v_{\max} und ein großer Zeitabstand Δt führen nicht nur zu einer erhöhten Berechnungsdauer der Komplexität $\mathcal{O}(s_{xy}^2)$, sondern erhöhen außerdem die Wahrscheinlichkeit einer Fehlzuordnung, die durch weitere Nebenmaxima in der Korrelationsmatrix entstehen kann (Heid, 2011).

Mit Hilfe von Vorinformationen über das Fließregime des Gletschers kann der Suchbereich reduziert werden. Für alle Bereiche, in denen A-priori-Geschwindigkeitsinformationen zur Verfügung stehen, werden Verschiebungsfelder bestimmt, mit denen für jedes Bildfenster eine Näherungsposition im Suchbild berechnet wird. Als A-priori-Information v_{apriori} dienen die Geschwindigkeitsfelder von Joughin u. a. (2010b) aus dem Jahre 2000/2001 und 2006/2007 (siehe Abschnitt 4.3). Ein Skalierungsfaktor ρ_s sowie eine Mindestsuchbreite S_0 berücksichtigen dabei die auftretende Differenz zur gesuchten Geschwindigkeit. Der Suchbereich ergibt sich gemäß:

$$s_{xy} = \frac{\Delta t}{\Delta XY} (S_0 + v_{\text{apriori}} \cdot \rho_s). \quad (6.8)$$

Alle bisher bekannten kurz- und langskaligen Geschwindigkeitsvariationen bzgl. der A-priori-Information v_{apriori} können mit $\rho_s = 0,8$ und einem Mindestsuchbereich S_0 von rund 20 Pixeln abgedeckt werden. Stehen keine A-priori-Informationen zur Verfügung, wird der Suchbereich auf die eingangs beschriebene Maximalverschiebung festgesetzt.

Auflösung des Geschwindigkeitsfeldes und Anpassung der Fenstergröße

Die geometrische Auflösung des resultierenden Geschwindigkeitsfeldes legt der Rasterabstand S_V zwischen den Zuordnungspositionen fest. Bedingt durch die Größe des quadratischen Bildfensters können die bestimmten Zuordnungsergebnisse miteinander korreliert sein, wenn benachbarte Bildfenster die annähernd gleiche Bildinformation nutzen. Ein Überlappungsbereich der Bildfenster von 50 % bildet hier einen Kompromiss zwischen hoher geometrischer Auflösung und möglichst geringer Korrelation. In diesem Fall ist die geometrische Auflösung im Bild über die Beziehung $S_V = t_{xy}/2$ definiert.

Ferner richtet sich die optimale Größe t_{xy} nach dem verwendeten Zuordnungsverfahren, der Aufnahmecharakteristik des Sensors und der vorherrschenden Bildtextur. Grundsätzlich sollte t_{xy} so gewählt werden, dass genügend Intensitätsvariationen im Bildfenster eine eindeutige Zuordnung gewährleisten und die Bilddeformationen zwischen den Aufnahmen minimal ist (Barnard und Fischler, 1987). Aufgrund der oft großen räumlichen Variabilität der Bildtextur kann dies nur über eine lokale Größenanpassung des Bildfensters realisiert werden (Kanade und Okutomi, 1994). Eine gute Zusammenfassung lokaler, adaptiver

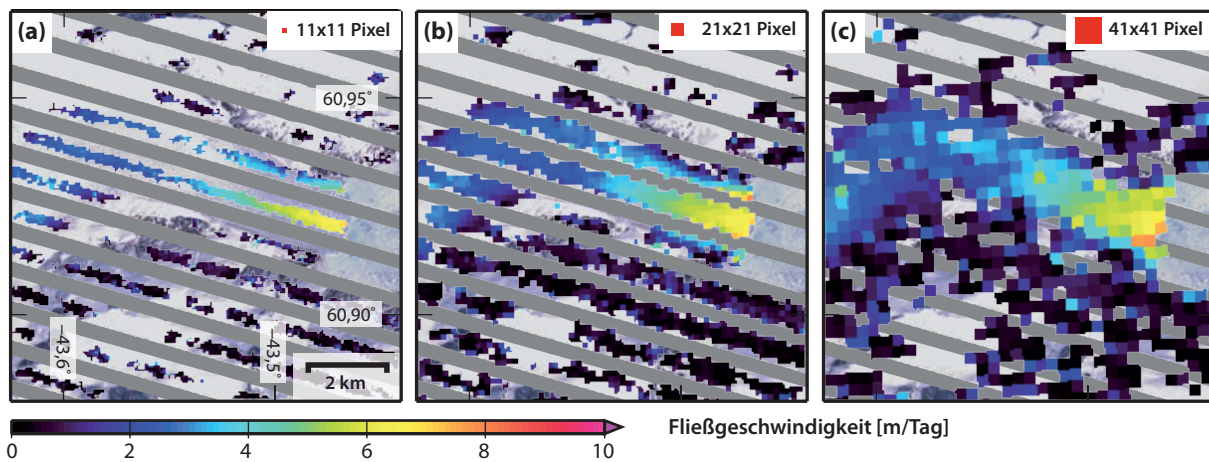


Abbildung 6.9: Einfluss der Größe des Bildfensters auf das Zuordnungsergebnis am Beispiel eines Landsat-7-Szenenpaares vom 17. und 1. Mai 2008 im Bereich des Danell-Fjords (Südost-Grönland) für verschiedene Fenstergrößen: (a) 11×11 Pixel (165×165 m), (b) 21×21 Pixel (315×315 m) und (c) 41×41 Pixel (615×615 m). Die grauen Streifen markieren die vom SLC-Ausfall betroffenen Gebiete ohne Bildinformationen. Weitere Erläuterungen im Text.

Verfahren sowie einen Algorithmus mit Fokus auf Anwendungen in Gletschergebieten geben Debella-Gilo und Kääb (2012a). Allerdings wurde hier auf die Nutzung adaptiver Verfahren verzichtet, da dies mit einer enormen Steigerung des Rechenaufwands einhergeht (ebd.) und unter der gegebenen Hardwareausstattung für die massenhafte Szenenverarbeitung ungeeignet ist. Vor diesem Hintergrund wird für jedes Arbeitsgebiet eine konstante Größe des Bildfensters definiert. Die Größe richtet sich nach der Gletschertextur und dem Einfluss der Datenlücken für Szenen ohne SLC. Abbildung 6.9 verdeutlicht dies am Beispiel des Geschwindigkeitsfeldes eines Ausflussgletschers im Danell-Fjord (Südost-Grönland). Kleine Werte für t_{xy} resultieren in einer guten Detailauflösung des Fließregimes, erzeugen aber großflächige Datenlücken im Geschwindigkeitsfeld. Im Gegensatz dazu führt die Zuordnung mit großen Bildfenstern zu einer schlechten geometrischen Auflösung und neigt aufgrund möglicher Objektdeformation mit zunehmendem Zeitabstand zwischen den Aufnahmen zu erhöhten Fehlzuordnungen.

Die Größe des Bildfensters t_{xy} richtet sich nach den dominierenden Textureigenschaften und den gebietsspezifischen Gegebenheiten. Die gewählten Werte repräsentieren dann einen empirisch bestimmten Mittelwert über das gesamte Arbeitsgebiet mit dem Ziel, die Anzahl der Fehlzuordnungen zu minimieren. Die Einteilung der vier Klassen geschieht nach folgenden Kriterien:

- ▷ (A) $t_{xy} = 51$ Pixel; Auflösung = 375 m. Landsat-7-Szenen ($\Delta XY = 15$ m) im Bereich Nord-Grönland, dessen Ausflussgletscher überwiegend durch niedrige Fließgeschwindigkeiten (< 5 m/Tag), breiten Ausflusstäler und homogene Textur geprägt sind.
- ▷ (B) $t_{xy} = 31/41$ Pixel; Auflösung = 300 m. Landsat-7-Szenen ($\Delta XY = 15$ m) im Bereich schnell fließender Ausflussgletscher (≥ 5 m/Tag) mit breiten Ausflusstälern und kontrastreichen Gletschertexturen.
- ▷ (C) $t_{xy} = 21$ Pixel; Auflösung = 150 m. Landsat-7-Szenen ($\Delta XY = 15$ m) in Gebieten von Ausflussgletschern, deren Eismassen durch schmale Täler kanalisiert werden.
- ▷ (D) $t_{xy} = 21$ Pixel; Auflösung = 300 m ($\Delta XY = 30$ m) bzw. 600 m ($\Delta XY = 60$ m). Alle übrigen Landsat-Szenen ohne panchromatischen Kanal.

6.4.2 Korrektur des Streifenmusters

Mit dem SLC-Ausfall auf Landsat 7 im Jahre 2003 ist die Rektifizierung aufeinanderfolgender Scanstreifen nicht immer exakt möglich und das kann dazu führen, dass Vorwärts- und Rückwärtsscan gegeneinander um einen kleinen Betrag verschoben sein können. Da der Verschiebungsbetrag nicht mehr aus der originalen Bildinformation rekonstruiert werden kann, ist eine Korrektur dieses Effektes nur anhand der flächenhaften Zuordnungsergebnisse möglich. In diesen Ergebnissen ist ausschließlich die überlagerte Verschiebung beider Szenen sichtbar. Beispielhaft zeigt dies Abbildung 6.10a. Dem Geschwindigkeitsfeld im Bereich des A.-P.-Bernstorffs-Gletschers (Ost-Grönland) ist ein regelmäßiges Streifenmuster überlagert, das eine Amplitude von etwa 0,5 m/Tag aufweist und senkrecht zur Flugrichtung verläuft. Das gegenüber der horizontalen Bildrichtung um den Winkel γ_f verkippte Streifenmuster besitzt eine Wellenlänge von etwa 900 m und entspricht damit ungefähr der doppelten Scanstreifenbreite von 480 m (siehe Abschnitt 3.2.1).

Mit Hilfe eines iterativ arbeitenden Korrektionsverfahrens kann der Einfluss der Scanstreifenverschiebung auf die Fließgeschwindigkeit verringert werden. Ein regelmäßiges Streifenmuster lässt sich zuverlässig in seinem Energiedichtespektrum \mathbf{P} detektieren, das mittels DFT aus dem Geschwindigkeitsfeld \mathbf{v} bestimmt wird:

$$P(k, l) = |\mathcal{F}\{v(x, y)\}|^2. \quad (6.9)$$

Die Größen k und l stellen dabei die Frequenzen bzgl. der x - und y -Achse des Bildes dar. Zur besseren Interpretation können die Frequenzen von der kartesischen in eine polare Form mit Amplitude $|f| = |\sqrt{k^2 + l^2}|$ und Richtung $\gamma_f = \arctan l/k$ überführt werden. Abbildung 6.10b zeigt eine farbcodierte Darstellung des Energiedichtespektrums, in der helle Bereiche Frequenzpaare mit großer Amplitude aufzeigen. Um eine zuverlässige Bestimmung der Streifenfrequenz (k_s, l_s) zu gewährleisten, wird der Suchbereich in \mathbf{P} eingegrenzt. Zum einen variiert die Richtung des Streifenmusters aufgrund der Aufnahmen in stets absteigenden Bahnbögen und der gewählten Kartenprojektion nur zwischen $\gamma_{\min} \approx 5^\circ$ und $\gamma_{\max} \approx 70^\circ$. Zum anderen ist die Frequenz auf einen engen Bandbereich $[f_{\max}, f_{\min}]$ um die Streifenfrequenz f_{str} im Bild beschränkt. Die Separierung einer bestimmten Frequenz (k_j, l_j) erfolgt mit einem Butterworth-Bandpassfilter und besitzt nach Gonzalez und Woods (2008) folgende Filtervorschrift:

$$H_{\text{NP}}(k, l) = 1 - \prod_{j=1}^2 \left[\frac{1}{1 + [D_{0j}/D_j(k, l)]^{2n}} \right] \left[\frac{1}{1 + [D_{0j}/D_{-j}(k, l)]^{2n}} \right]. \quad (6.10)$$

Die Größen D_j und D_{-j} bezeichnen den euklidischen Abstand zwischen (k_j, l_j) und einer beliebigen Frequenz (k, l) . Im Abstand D_0 von f_z besitzt der quadrierte Amplitudengang unabhängig von der Filterordnung n den Wert 1/2 (Oppenheim und Schafer, 2004). Für die durchgeführte Filterung wird $n = 2$ und $D_0 = 0,05$ gesetzt.

Das bandpassgefilterte Geschwindigkeitsfeld zeigt Abbildung 6.10c. In diesem ist nicht nur der durch den Aufnahmefehler auftretende Streifen effekt enthalten, sondern auch nicht gefilterte Ausreißer der Zuordnung sowie hochfrequente Anteile des räumlichen Fließgeschwindigkeitsfeldes. Insbesondere im Frontbereich des Gletschers treten Anteile des Geschwindigkeitsfeldes in diesem Frequenzband auf. Eine Bandpassfilterung würde so zu einer Auslöschung realer Geschwindigkeitsanteile führen. Ein geeigneterer Ansatz ist die Bestimmung eines räumlichen Streifenmusters mit konstanter Frequenz und Amplitude. In

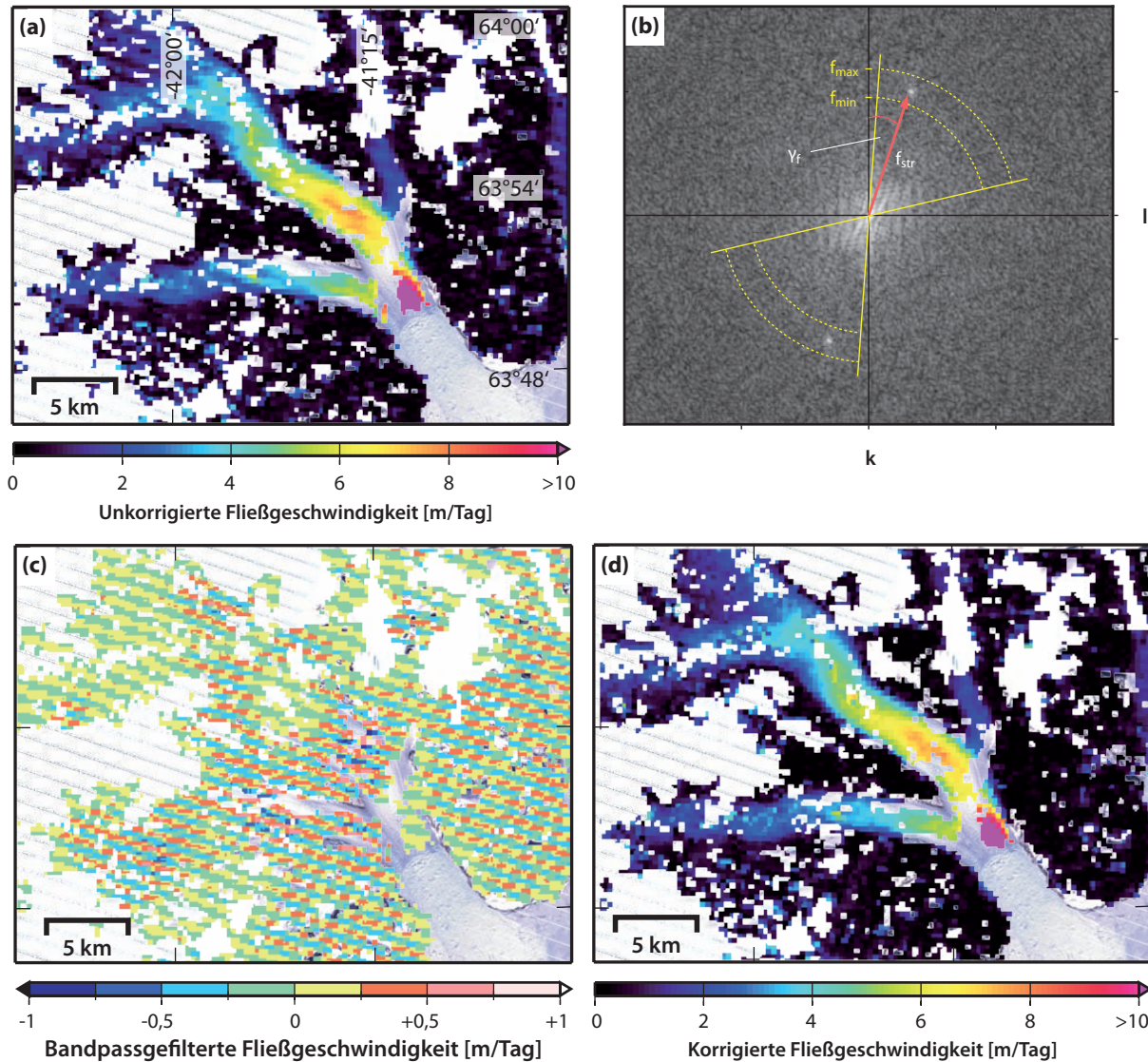


Abbildung 6.10: Korrektur des Streifenmusters am Beispiel des Fließgeschwindigkeitsfeldes des Landsat-7-Szenenpaares vom 15. und 30. Mai 2010 im Bereich des A.-P.-Bernstorffs-Gletschers (Ost-Grönland). (a) Unkorrigiertes Geschwindigkeitsfeld mit überlagertem Streifenmuster. (b) Das Energiedichtespektrum des Geschwindigkeitsfeldes zeigt deutlich die hohe Streifenfrequenz f_{str} in Richtung γ_f . Der mit den gestrichelten Linien abgegrenzte Bereich kennzeichnet den bei Landsat-Aufnahmen auftretenden Frequenzbereich des Streifenmusters. (c) Bandpassgefiltertes Geschwindigkeitsfeld, welches größtenteils das Streifenmuster beinhaltet. (d) Um die Streifenfrequenz korrigiertes Geschwindigkeitsfeld. Weitere Erläuterungen im Text.

einem ersten Schritt wird entlang jeder Scanzeile der Median bestimmt, der eine robuste Schätzung des Verschiebungsbetrages wiedergibt und den Einfluss von Ausreißern sowie des hochfrequenten Anteils im Geschwindigkeitsfeld reduziert. Anhand der Datenreihe der Medianwerte erfolgt danach die Schätzung von Amplitude, Phase und Frequenz einer Sinusfunktion, aus der ein räumliches Streifenmuster generiert und als Korrektur an das Geschwindigkeitsfeld angebracht wird (Abbildung 6.10d). In weiteren Iterationen werden benachbarte Frequenzanteile mit leicht unterschiedlicher Richtung und Amplitude reduziert, die aufgrund der Überlagerung der Szenen entstehen können.

Das Reduktionsschema findet für alle erstellten Geschwindigkeitsfelder Anwendung, in denen das SNR

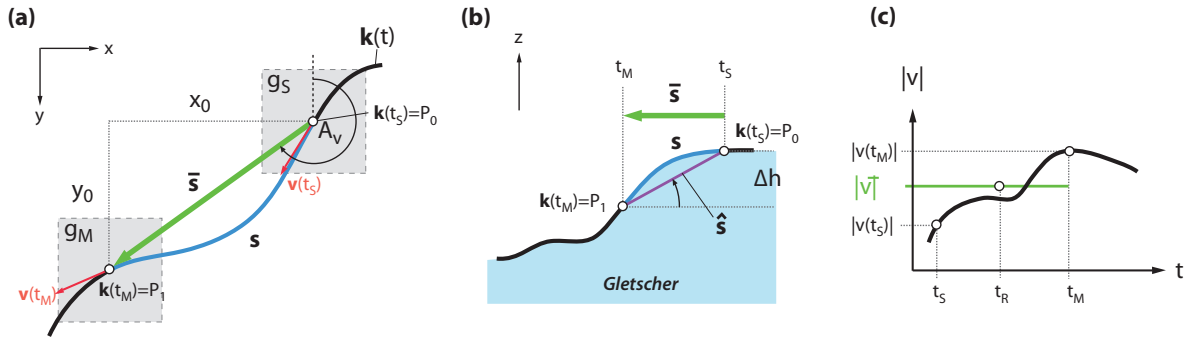


Abbildung 6.11: Räumliche und zeitliche Referenzierung der Fließgeschwindigkeit. Der bestimmte Verschiebungsbetrag \bar{s} (grün) unterscheidet sich sowohl im horizontalen (a) als auch im vertikalen Schnitt (b) von der realen Pfadlänge s eines Eispartikels (blau). (c) Bei kurzen Verschiebungsbeträgen entspricht die abgeleitete Geschwindigkeit $|\bar{v}|$ ungefähr dem Mittel der Geschwindigkeiten $v(t_S)$ und $v(t_M)$ im betrachteten Zeitintervall Δt .

der Streifenfrequenz im Energiedichtespektrum größer als zehn ist. Erwartungsgemäß betrifft dies nur Szenenpaare mit mindestens einer Landsat-7-Szene. Die geschätzten Amplitudenfaktoren der Sinusfunktion nehmen dabei im Laufe der Jahre zu. Bewegten sich die geschätzten Amplituden infolge des SLC-Ausfalls im Jahre 2003 noch im Bereich von unter 0,1 Pixel, nehmen sie in den darauffolgenden Jahren deutlich zu. Im Jahre 2012 erreicht der Amplitudenfaktor in einigen Geschwindigkeitsfeldern Werte von über 0,5 Pixel. Eine mögliche Ursache dafür könnte die Alterung des Sensors mit seinen größtenteils mechanischen Komponenten sein.

6.4.3 Referenzierung und Filterung von Fließgeschwindigkeitsfeldern

Die mit Hilfe von Zuordnungsverfahren abgeleiteten Verschiebungsvektoren werden über die Zeitbasis der Satellitenbilder in einen Fließgeschwindigkeitswert umgewandelt und müssen sowohl räumlich als auch zeitlich referenziert werden. Diese nur unter bestimmten Annahmen mögliche Umwandlung ist Gegenstand des ersten Unterabschnittes. Die im zweiten Unterabschnitt beschriebene automatische Ausreißerfilterung spielt hierbei neben der Bestimmung der Fließgeschwindigkeit eine zentrale Rolle.

Räumliche und zeitliche Referenzierung von Fließgeschwindigkeiten

Die reale Bewegung eines oberflächigen Eispartikels kann durch seine dreidimensionale Fließtrajektorie $\mathbf{k}(t)$ beschrieben werden. In einem Zeitintervall Δt legt das Eispartikel nach (6.11) den Weg s zurück. Eine exakte Messung von s ist ohne weitere Informationen in Satellitenbildern nicht möglich und wird deshalb durch den euklidischen Abstand \bar{s} aus den Komponenten des Verschiebungsbetrages x_0 und y_0 approximiert, der dem Abstand der Zentralpositionen P_0 und P_1 zwischen dem Referenz- und dem Suchbildfenster entspricht. Der Betrag der Fließgeschwindigkeit $|\bar{v}|$ wird näherungsweise mit (6.12) beschrieben.

$$s = \int_{t_R}^{t_M} |\dot{\mathbf{k}}(t)| dt \quad (6.11) \quad |\bar{v}| = \frac{s \cdot \Delta XY}{\Delta t} \approx \frac{\bar{s} \cdot \Delta XY}{\Delta t} = \frac{\Delta XY \cdot \sqrt{x_0^2 + y_0^2}}{t_M - t_R} \quad (6.12)$$

Die Fließrichtung A_v ergibt sich gemäß

$$A_v = \arctan \frac{y_o}{x_o}. \quad (6.13)$$

Die Nutzung des euklidischen Abstandes hat eine Reihe von Auswirkungen auf die abgeleitete Fließgeschwindigkeit. Abbildung 6.11 stellt die wesentlichen Einflüsse zusammen. Neben der horizontalen Lageabweichung (siehe Abbildung 6.11a) führt auch die Orthogonalprojektion des vertikalen Bewegungsverlaufes (siehe Abbildung 6.11b) zu einer verkürzten Strecke \bar{s} . Da stets $\bar{s} \leq s$ gilt, ist die bestimmte Geschwindigkeit $|\bar{v}|$ kleiner als die reale Geschwindigkeit. Für kleine Zeitintervalle Δt entspricht die Fließgeschwindigkeit in guter Näherung dem Mittelwert des Geschwindigkeitsverlaufes entlang s . Als zeitliche Referenz der Geschwindigkeit wird t_R gewählt, die sich aus der Beziehung (6.1) ergibt. Hingegen erfolgt die räumliche Referenzierung der abgeleiteten Geschwindigkeit an der Position P_o . Somit ist weiterhin ein äquidistantes Geschwindigkeitsgitter gewährleistet.

Die mit den genannten Annahmen bestimmten Geschwindigkeiten stimmen nur bei geradlinigem sowie horizontalem Bewegungsverlauf mit der realen Oberflächengeschwindigkeit überein. Für die oftmals kurzen Verschiebungsstrecken \bar{s} sind die getroffenen Annahmen jedoch ohne wesentliche Beeinflussung der Ergebnisse ausreichend. In Gebieten großer Oberflächenneigungen kann der Verschiebungsbetrag mit Hilfe eines Geländemodells korrigiert werden. Die näherungsweise oberflächenparallele Strecke $\hat{s} = \sqrt{\bar{s}^2 + \Delta h^2}$ ersetzt in diesem Fall die einfache Horizontalstrecke \bar{s} .

Filterung der Fließgeschwindigkeitsfelder

Die flächenhaft bestimmten Zuordnungsergebnisse sind selten frei von Ausreißern. Um eine Analyse und Interpretation der abgeleiteten Fließgeschwindigkeitsfelder zu erleichtern, ist eine vorherige und nach Möglichkeit automatische Filterung unerlässlich. Abschnitt 5.4 gibt einen Überblick über die gängigen Verfahren zur Filterung von Zuordnungsergebnissen. Bisher gibt es kein optimales Filterverfahren, das eine vollständige Ausreißereliminierung ermöglicht (Heid, 2011). Bei der Auswertung einer großen Anzahl von automatisch erstellten Zuordnungsergebnissen schlägt Heid (2011) vor, die Wahl der Filtermethode und der Filterparameter zugunsten einer Minimierung der Fehler 2. Art vorzunehmen und dabei eine geringe Erhöhung von Fehlern der 1. Art zu akzeptieren.

Eine gute Minimierung beider Fehlerarten realisiert dabei der adaptive, rekursive Gradientenfilter, der im Rahmen dieser Arbeit für die Filterung von Fließgeschwindigkeitsfeldern entwickelt wurde. Dieser nutzt A-priori-Geschwindigkeitsinformationen und bestimmt daraus Deformationsgeschwindigkeiten, die anschließend als Filterkriterium verwendet werden. Eine rekursive Implementierung des Algorithmus segmentiert so homogene Fließbereiche. Abschnitt 5.4.3 gibt eine detaillierte Beschreibung des Filterverfahrens.

Im Anschluss an den Filterschritt können nicht eliminierte Ausreißer anhand der abgeleiteten Geschwindigkeitsfelder detektiert werden. An einer festen Position liefert hier die Ausreißersuche in der Zeitreihe der extrahierten Fließgeschwindigkeiten eine Möglichkeit, Zuordnungsfehler zu detektieren.

6.4.4 Bestimmung von Deformationseigenschaften

Neben der Fließgeschwindigkeit lassen sich aus den Zuordnungsergebnissen wichtige fließdynamische Eigenschaften ableiten. Dazu zählen im Besonderen die Komponenten der oberflächigen Deformations-

geschwindigkeit (*strain rate*), die u. a. Aufschluss über die Kräfteverteilung im gesamten Gletscherkörper geben (van der Veen, 1999). Der Tensor der Deformationsgeschwindigkeit ist nach Cuffey und Paterson (2010) über die partiellen Ableitungen des Geschwindigkeitsvektors $\mathbf{v} = [v_x, v_y, v_z]$ definiert (6.14). Die einzelnen Komponenten erhält man durch paarweises Ersetzen der Indizes j, k mit den Koordinatenrichtungen (x, y, z) . Da für Gletschereis näherungsweise die Inkompressibilitätsbedingung (6.15) gilt, ist es möglich, Informationen über die vertikale Deformationsgeschwindigkeit $\dot{\epsilon}_{zz}$ aus dem horizontalen Geschwindigkeitsfeld abzuleiten.

$$\dot{\epsilon}_{jk} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial v_j}{\partial x_k} + \frac{\partial v_k}{\partial x_j} \right] \quad (6.14) \quad \dot{\epsilon}_{xx} + \dot{\epsilon}_{yy} + \dot{\epsilon}_{zz} = 0 \quad (6.15)$$

Diese Darstellung der Deformationsgeschwindigkeit ist nur schwer interpretierbar, da sich die Komponenten auf die Koordinatenrichtungen beziehen und selten mit der Fließrichtung des Gletschers übereinstimmen. Eine Transformation der Deformationskomponenten in Richtung der Fließrichtung A_v (Young und Budynas, 2002) liefert die longitudinale Komponente $\dot{\epsilon}_L$ und die transversale Komponente $\dot{\epsilon}_T$ der Deformationsgeschwindigkeit, die Auskunft über die Extension bzw. Kompression des Gletschereises geben (6.16–6.18). Auch lassen sich mit diesen Parametern Rückschlüsse auf die Spaltenstrukturen und deren Orientierung ziehen (Harper u. a., 1998; Herzfeld u. a., 2004). Schließlich nutzt man die Deformationseigenschaften, um die Spannungsverteilung im Gletscherkörper zu bestimmen. Den physikalischen Zusammenhang beider Größen beschreibt das Fließgesetz von Glen (1955). Eine Einführung dazu geben Cuffey und Paterson (2010) und die dort zitierte weiterführende Literatur.

$$\dot{\epsilon}_L = \dot{\epsilon}_{xx} \cos^2 A_v + \dot{\epsilon}_{yy} \sin^2 A_v + 2\dot{\gamma}_{xy} \sin A_v \cos A_v \quad (6.16)$$

$$\dot{\epsilon}_T = \dot{\epsilon}_{xx} \sin^2 A_v + \dot{\epsilon}_{yy} \cos^2 A_v - 2\dot{\gamma}_{xy} \sin A_v \cos A_v \quad (6.17)$$

$$\text{mit } \dot{\gamma}_{xy} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y} \right] \quad (6.18)$$

Eine Aussage über die Geschwindigkeit der Scherdeformation $\dot{\gamma}_{TL}$, die z. B. durch Reibung des Eises am Gletscherrand und am Gletscherbett hervorgerufen werden kann, liefert (6.19). Neben der Deformation von Gletschereis kann auch eine einfache Starrkörperrotation stattfinden. Die Rotationsgeschwindigkeit $\dot{\omega}_{xy}$ ergibt sich über die in (6.20) dargelegten Beziehung.

$$\dot{\gamma}_{TL} = -2(\dot{\epsilon}_{xx} - \dot{\epsilon}_{yy}) \sin A_v \cos A_v + \dot{\gamma}_{xy} (\cos^2 A_v - \sin^2 A_v) \quad (6.19)$$

$$\dot{\omega}_{xy} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial v_y}{\partial x} + \frac{\partial v_x}{\partial y} \right] \quad (6.20)$$

Die Deformationsgeschwindigkeiten $\dot{\epsilon}_{xx}, \dot{\epsilon}_{yy}$ können direkt aus den Gradienten des flächenhaft bestimmten Geschwindigkeitsfeldes errechnet werden. Der vorgestellte Formelapparat gilt für die Betrachtung infinitesimaler Deformation und besitzt Gültigkeit bei kleinen Rotations- und Scherwinkeln. Der Übergang zu finiter Deformation ist in Nixdorf (1991) formuliert.

Abbildung 6.12 zeigt die abgeleiteten Deformationsgeschwindigkeiten eines Geschwindigkeitsfeldes am Beispiel des Rink-Gletschers (West-Grönland). Alternativ dazu können diese auch aus den im Rahmen des LSM bestimmten affinen Transformationsparametern (A, B, C, D) abgeleitet werden (Whillans und Tseng, 1995; Debella-Gilo und Kääb, 2012b).

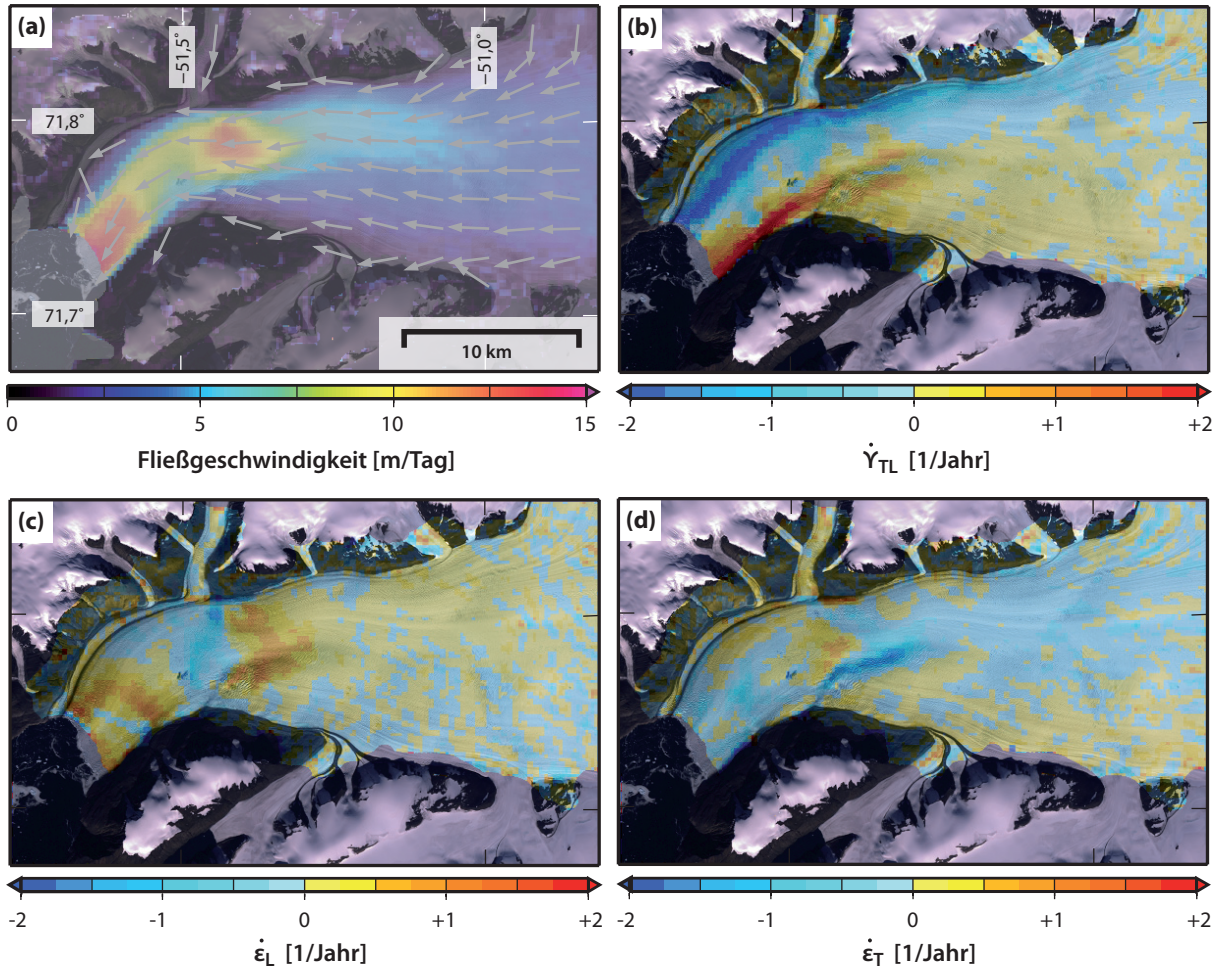


Abbildung 6.12: Abgeleitete Deformationsgeschwindigkeiten am Beispiel des Rink-Gletschers. (a) Gefiltertes Geschwindigkeitsfeld im Frontbereich des Rink-Gletschers (West-Grönland), das aus zwei Landsat-7-Szenen vom 16. und 23. August 2002 bestimmt wurde. Aus diesem Fließfeld kann sowohl die Schergeschwindigkeit $\dot{\gamma}_{TL}$ (b) als auch die longitudinale (c) und transversale (d) Deformationsgeschwindigkeit abgeleitet werden.

6.4.5 Strategien für die Entwicklung eines optimalen Zuordnungsverfahrens

Die zentrale Herausforderung bei der Parametrisierung des Zuordnungsverfahrens liegt in einer optimalen Wahl der Fenstergröße sowie in der bestmöglichen funktionalen Beschreibung der zu erwartenden Veränderung beider Bildfenster (Kanade und Okutomi, 1994). Ein mögliches Optimierungskriterium bildet die Maximierung des SNR zwischen Bildsignal und -rauschen bei gleichzeitiger Anpassung des geometrischen Modells bezüglich der Objekt- bzw. Bilddeformation (Grün, 1985; Debella-Gilo und Käab, 2012a). Allerdings erfolgt die Auswahl des funktionalen Modells beim Ansatz von Grün (1985) ausschließlich anhand statistischer Tests der zugrunde liegenden Grauwertverteilung.

Eine mögliche Verbesserung der existierenden Algorithmen könnte erzielt werden, wenn das geometrische Modell an die real zu erwartenden Deformationen angepasst wird. Für den speziellen Fall der Fließgeschwindigkeitsbestimmung bedeutet dies die Berücksichtigung glaziodynamischer und geomorphologischer Eigenschaften bei der Parametrisierung des Zuordnungsverfahrens, welche die Bilddeformation maßgeblich bestimmen. Unter der Annahme einer perfekten Rektifizierung kann das geometrische

Modell ausschließlich anhand der Fließbewegungen an der Oberfläche beschrieben werden. Die dazu notwendigen Informationen können näherungsweise aus Deformationsfeldern gewonnen werden, die aus bereits existierenden oder mit einfachen Zuordnungsverfahren abgeleiteten Geschwindigkeitsfeldern bestimmt werden. Für jeden Bildpunkt lassen sich aus diesen Daten beispielsweise Informationen über die Starrkörperrotation und Extensions- bzw. Dilatationsparameter des Spaltenmusters bestimmen. Aus diesen flächendeckend vorliegenden Informationen können Regionen mit annähernd gleichen Deformationseigenschaften separiert werden, in denen ein gemeinsames geometrisches Modell verwendet wird. Unter Berücksichtigung kontrastmaximierender Aspekte (wie derer in Debella-Gilo und Käab (2012a)) kann ein optimales Bildfenster für diesen Zuordnungsschritt gefunden werden. Damit verbunden ist ein Wechsel von einem quadratischen Bildfenster hin zu einer beliebigen Polygonform. Als Referenzpunkt der Zuordnung wird statt des Mittelpunktes des Bildfensters der Polygonschwerpunkt gewählt. Eine solche Polygonform ist in den häufig genutzten Verfahren wie dem NCC oder dem LSM leicht integrierbar. Zusätzlich sollte eine räumlich streng getrennte Zuordnung von Gebieten stark unterschiedlicher Deformationseigenschaften erfolgen, wie sie typischerweise beim Übergang vom Fließbereich auf das Festland auftritt. Diese in der Regel zeitinvarianten Gebietsgrenzen können mit Hilfe von Klassifikationsmethoden für jede Region einmalig gefunden und definiert werden.

6.5 Fehlerbudget der abgeleiteten Fließgeschwindigkeiten

Die Bewertung der Genauigkeit eines Geschwindigkeitsfeldes erfolgt für jeden bestimmten Fließgeschwindigkeitsvektor separat. Das Genauigkeitsmaß jedes Vektors setzt sich aus der absoluten Lagegenauigkeit des bestimmten Fließgeschwindigkeitsvektors, der Genauigkeit des Betrages des Fließgeschwindigkeitsvektors sowie der Genauigkeit der Fließrichtung zusammen.

Die absolute Lagegenauigkeit des Fließgeschwindigkeitsvektors richtet sich nach der Genauigkeit der Georeferenzierung des gesamten Geschwindigkeitsfeldes und variiert szenenabhängig zwischen <10 m und 50 m. Maßgeblich für die untere Fehlerschranke sind die Lagegenauigkeit der Basisszene sowie eine gute Koregistrierungsgenauigkeit zwischen der Basis- und der Referenzszenen (siehe Abschnitt 6.3.4).

Die Genauigkeit des Betrages der Fließgeschwindigkeit ist abhängig von dem Fehler des Verschiebungsbetrages im Bildraum $\sigma_s = \sqrt{\sigma_{x_o}^2 + \sigma_{y_o}^2}$ (mit den Fehlkomponenten der Verschiebung σ_{x_o} bzw. σ_{y_o}), dem Abstand zwischen den Aufnahmezeitpunkten des Referenz- und Suchbildes (Δt) sowie der Bodenauflösung des Satellitenbildes (ΔXY). Generell nimmt die Genauigkeit der Fließgeschwindigkeit σ_v mit vergrößerter Zeitbasis Δt sowie einer höheren Bodenauflösung zu. Die Gleichung (6.21) beschreibt diesen Zusammenhang. In leicht modifizierter Form nach Heid (2011) kann σ_s in vier voneinander unabhängige Fehlerkomponenten zerlegt werden (6.22). Dabei bezeichnet σ_R den Koregistrierungsfehler, σ_O den Orthorektifizierungsfehler, σ_M den Fehler der Bildpunktzuordnung und σ_{SLC} den SLC-Fehler.

$$\sigma_v = \sigma_s \frac{\Delta XY}{\Delta t} \quad (6.21)$$

$$\sigma_s = \sqrt{\sigma_R^2 + \sigma_O^2 + \sigma_M^2 + \sigma_{SLC}^2} \quad (6.22)$$

Die Fließrichtung wird über die beiden Komponenten des Verschiebungsbetrages (x_o, y_o) im Bild nach (6.13) bestimmt. Aus dieser Beziehung ergibt sich die Genauigkeit der Fließrichtung σ_A nach (6.23).

$$\sigma_A = \frac{\sqrt{\sigma_{x_o}^2 + \sigma_{y_o}^2}}{\sqrt{x_o^2 + y_o^2}} = \frac{\sigma_s}{\bar{s}} \quad (6.23)$$

Fehleranteil	Größenordnung [Pixel]
Koregistrierung	0,2 ... >5
Orthorektifizierung	<0,1 ... >10
Bildpunktzuordnung	0,1 ... 1,5
SLC-Fehler	0 ... > 0,5
Referenzierung des Bildausschnittes	<0,1
Rektifizierung	<0,1

Tabelle 6.1: Fehleranteile der ableiteten Fließgeschwindigkeiten und deren Größenordnungen.

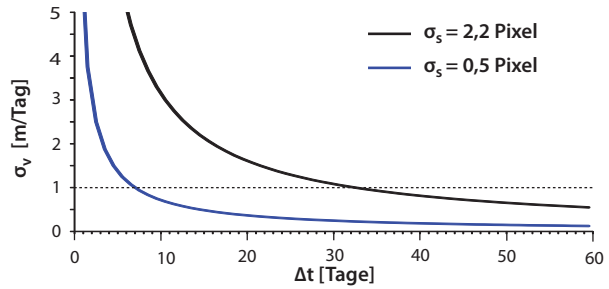


Abbildung 6.13: Fließgeschwindigkeitsfehler in Abhängigkeit von Δt für $\sigma_s = 2,2$ Pixel (schwarz) und $\sigma_s = 0,5$ Pixel (blau).

Aus (6.23) ist ersichtlich, dass die Richtungsinformation umso schlechter definiert ist, je kleiner der Verschiebungsbetrag \bar{s} ist.

Während der Koregistrierungsfehler einen einheitlichen systematischen Einfluss auf das gesamte Geschwindigkeitsfeld besitzt, sind alle anderen Fehleranteile für jeden Geschwindigkeitsvektor unterschiedlich. Tabelle 6.1 gibt einen Überblick über deren Größenordnungen. Die Fehlerspannen variieren zum Teil um mehrere Größenordnungen. Vor allem der Orthorektifizierungsfehler ändert sich in Abhängigkeit von der Reliefsituation sowie der Lage der Aufnahmezentren stark. Eine ausführliche Beschreibung der Orthorektifizierung erfolgte im Abschnitt 6.3.3.

Eine Abschätzung des mittleren Fehlers des Verschiebungsvektors erfolgt durch die Auswertung aller Residuen um den mittleren Verschiebungsbetrag im Koregistrierungsschritt. Die Standardabweichung aller 1,5 Milliarden bestimmten Residuen beträgt in ausschließlich eisfreien Bildbereichen $\sigma_O^{dx} = 1,6$ Pixel bzw. $\sigma_O^{dy} = 1,5$ Pixel. Der mittlere Fehler des Verschiebungsbetrages beträgt demnach 2,2 Pixel. In dieser Fehlerabschätzung sind die Anteile des SLC-Fehlers und der Bildpunktzuordnung bereits enthalten. Die Werte sind generell zu pessimistisch, da der Orthorektifizierungsfehler in vergletscherten Gebieten in der Regel deutlich kleiner ist. Eine zuverlässige Beurteilung der Fehlerkomponenten ist über vergletscherten Gebieten nicht möglich. Für die Bewertung der Geschwindigkeitsvektoren wird deshalb die dargestellte Fehlerabschätzung verwendet. Der Fehler der Bildrektifizierung sowie der Referenzierungsfehler zwischen den Bildfenstern im Referenz- und Suchbild (siehe Abschnitt 6.4.3) sind ergänzend genannt. Sie können aber im Vergleich zu den anderen Fehlerkomponenten vernachlässigt werden.

Den funktionalen Zusammenhang zwischen der Zeitbasis der Aufnahmen (Δt) und dem Fehler der Fließgeschwindigkeit (σ_v) illustriert Abbildung 6.13. Für einen Fehler des Verschiebungsbetrages von $\sigma_s = 2,2$ Pixel beträgt erst nach etwa 33 Tagen die Genauigkeit der Fließgeschwindigkeit 1 m/Tag. In Regionen mit ausreichend stationären Gebieten wird dieses Genauigkeitsniveau im Subpixelbereich häufig schon nach weniger als zehn Tagen erreicht.

7 Ableitung von Gletscherfrontlagen

Die Bestimmung der Frontlage eines Gletschers und deren zeitliche Variation ist ein wichtiger Indikator des Gletscherzustandes (siehe Abschnitt 2.2). Es werden robuste und automatische Verfahren benötigt, um die Vielzahl der Ausflussgletscher in ihrer zeitlichen Frontlagevariation zu beobachten. Der erste Abschnitt gibt einen Überblick über etablierte Verfahren der Gletscherflächenkartierung, mit einem Fokus auf die besonderen Anforderungen bei der Bestimmung der Frontlage von Gezeitengletschern. Im zweiten und dritten Abschnitt werden zwei Verfahren zur robusten und weitgehend automatischen Frontlagedetektion in optischen Satellitenbildern vorgestellt.

7.1 Überblick

Die Kartierung des Gletscherumrisses dient sowohl der Inventarisierung und der Flächenbestimmung von vergletscherten Gebieten als auch der Erfassung ihrer zeitlichen Veränderung. Für die Umrissbestimmung werden in der Regel multispektrale Satellitenaufnahmen am Ende der Ablationsperiode verwendet, da in dieser Zeit lokale Schneefelder geschmolzen sind, die sonst das Ergebnis verfälschen. Im Bereich der Satellitenfernerkundung wird im Wesentlichen zwischen drei Ansätzen bei der Kartierung von Gletscherumrissen (Gletscherflächen) unterschieden (Paul, 2001):

- ▷ manuelle Digitalisierung,
- ▷ Segmentierung in Bandkombinationen von Multispektraldaten und
- ▷ überwachte und unüberwachte Klassifikationsverfahren.

Das einfachste und in vielen Gebieten genaueste Verfahren ist die manuelle Digitalisierung des Gletscherumrisses (Williams u. a., 1997; Kääb, 2005). Dennoch führen der Generalisierungsgrad sowie auftretende Mehrdeutigkeiten während der Umrissdetektion zu anwenderspezifischen Ergebnissen (Paul u. a., 2013). Trotz der Nutzung von Digitalisierungssoftware ist das Verfahren aufgrund des hohen Zeitaufwands für die massenhafte Anwendung ungeeignet und wird deshalb oft nur zur Nachbearbeitung von automatischen Methoden eingesetzt (Kääb, 2005).

Das robusteste und zugleich am häufigsten eingesetzte Verfahren ist die Kombination von Multispektralkanälen zur Segmentierung von vergletscherten Flächen (Racoviteanu u. a., 2008; Gjermundsen u. a., 2011). Unter Ausnutzung der unterschiedlichen spektralen Reflexionseigenschaften können verschiedene Oberflächentypen durch geschickte Bandkombinationen automatisch segmentiert werden (Rott, 1994).

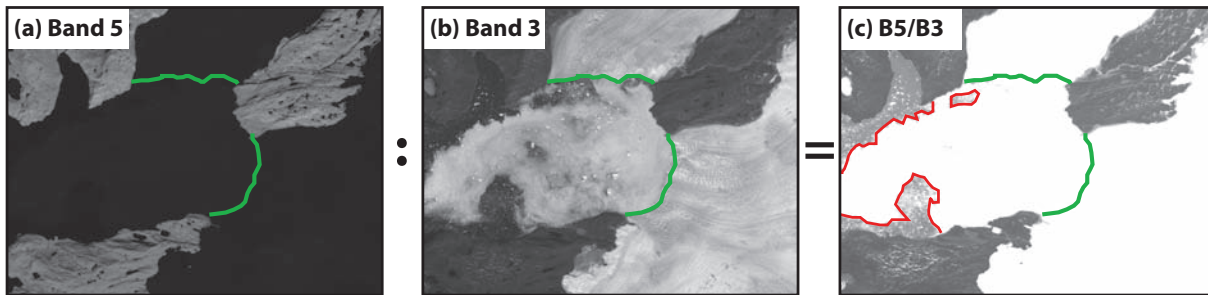


Abbildung 7.1: Frontlagenkartierung mittels Schwellenwertsegmentierung. Das aus den ETM⁺-Bändern 5 (a) und 3 (b) gebildete Bandverhältnis B5/B3 (c) verstärkt insbesondere schnee- und eisbedeckte Gebiete. Allerdings führt in Anwesenheit von *Ice Mélange* die automatische Segmentierung zu einer fehlerhaften Frontlage (rot). In den dargestellten Multispektralbändern der Landsat-7-Aufnahme vom 7. Juli 2001 ist die manuell kartierte Frontlage in Grün eingezeichnet.

Zur Unterscheidung der Gletscherflächen von ihren umgebenden Randflächen eignet sich das Verhältnis aus den ETM⁺/TM-Bändern 3 oder 4 zum ETM⁺/TM-Band 5 (Jacobs u. a., 1997). Teilweise wird zur Segmentierung auch der NDSI (*Normalized Difference Snow Index*) genutzt (Dozier, 1989; Hall u. a., 1995b).

Die dritte Gruppe umfasst die Verfahren der überwachten und der unüberwachten Klassifikation. Während bei der überwachten Klassifikation die Zuordnung jedes einzelnen Pixels zu einem bestimmten Objekttyp anhand von repräsentativen Trainingsgebieten vorgenommen wird, erfolgt im Rahmen der unüberwachten Klassifikation eine selbstständige Segmentierung des Bildes in Gruppen ähnlicher spektraler Charakteristik. Die Verfahren arbeiten umso genauer, je besser es mit den genutzten Merkmalen möglich ist, einzelne Klassen voneinander abzugrenzen. Als Merkmale werden Multispektraldaten sowie davon abgeleitete Produkte (z. B. durch Bandkombinationen, NDSI, Hauptkomponentenanalyse) genutzt. Mit diesen Verfahren ist es u. a. möglich, eine Abgrenzung zwischen verschiedenen Gletscherfazien vorzunehmen (Gratton u. a., 1990; Sidjak und Wheate, 1999).

Unter den automatischen Verfahren stellt die Segmentierung des Gletscherumrisses mit Hilfe von Bandkombinationen das robusteste Verfahren bei Anwendung auf eine Vielzahl von unterschiedlichen Gletschergebieten dar, da es auch bei stark variierenden Reflexionseigenschaften der Gletscheroberfläche zuverlässig arbeitet (Raup u. a., 2007; Singh, 2011). Ein von Paul u. a. (2013) durchgeführter Vergleich zeigt, dass die automatische Kartierung von Gletscherumrissen annähernd dasselbe Genauigkeitsniveau wie die manuelle Digitalisierung aufweist. Die Genauigkeit des Gletscherumrisses aller vorgestellten Verfahren kann außer durch die Wolkenbedeckung auch durch die für Gebirgsgletscher typische Schuttbedeckung stark eingeschränkt werden (Bolch u. a., 2007; Racoviteanu u. a., 2008). Auch können mit dem Gletscher verbundene schneebedeckte Gebiete zu einem fehlerhaften Gletscherumriss führen.

Die Bestimmung der Gletscherfrontlage im Allgemeinen und die der Gezeitengletscher im Speziellen bilden einen Teilbereich der Gletscherflächenkartierung. Während der Gletscherrand nur langsame Änderungen im Bereich von Dekaden erfährt, kann die Frontposition der Gezeitengletscher große saisonale Variationen aufweisen (Bindschadler u. a., 2001; Haeberli u. a., 2007). Leider versagt die automatische Segmentierung in Gegenwart von Kalbeis im Fjordbereich aufgrund der ähnlichen spektralen Signatur. Abbildung 7.1 veranschaulicht dieses Problem am Beispiel zweier Ausflussgletscher im Torssukatak-Eisfjord (West-Grönland). In den dargestellten Multispektralbändern führt die automatische Schwellenwertsegmentierung im Bandverhältnis B5/B3 zu einer fehlerhaft detektierten Gletscherfront. Deshalb ist die manuelle Digitalisierung der Gletscherfront das am weitesten verbreitete Verfahren. Obwohl eine visuelle Erkennung

der Frontlage im Satellitenbild meist ohne Probleme möglich ist, gestaltet sich die automatische Kartierung hier schwierig. Ein halb automatisches Verfahren zur Frontlagedetektion stellen Joughin u. a. (2008b) vor, die die Frontposition mittels Kantendetektion in MODIS-Daten (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) bestimmen und anschließend jede abgeleitete Position im Satellitenbild visuell überprüfen. Seale u. a. (2011) erweiterten diesen Ansatz um eine profilweise Detektion der Frontlage sowie um eine robuste Ausreißerdetektion, die ohne manuelle Inspektion die Gletscherfront extrahiert.

7.2 Profilweise Bestimmung der Gletscherfrontlage

7.2.1 Szenenauswahl und Georeferenzierung

Die absolute Lagerichtigkeit jeder einzelnen Szene ist bei der Ableitung der Frontlage von besonderer Bedeutung, da der Georeferenzierungsfehler direkt zu einer scheinbaren Verschiebung der Gletscherfront führt. Dies erfordert ein an die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit angepasstes Vorgehen, bei dem der Koregistrierungsfehler zwischen den Szenenpaaren den Fehlerhaushalt dominiert. Aufbauend auf der in Abschnitt 6.3.5 dargestellten Schrittfolge der Georeferenzierung wird bei der Ableitung der Frontlage jede Satellitenszene in das System der Basisszene transformiert. Zusätzlich wird die Schätzung einer horizontalen und vertikalen Translationskomponente im bestimmten Verschiebungsfeld der stationären Gebiete durchgeführt. Die horizontale und vertikale Restverschiebung zwischen beiden Szenen wird im *Resampling* berücksichtigt. In jedem Gebiet (siehe Abschnitt 6.1.1) kann so ein Stapel georeferenzierter Satellitenszenen erstellt werden.

7.2.2 Bestimmung der Frontlageposition entlang eines Profils

Ein möglicher Ansatz zur Bestimmung der Gletscherfront in optischen Satellitendaten besteht in der Analyse der Grauwertverteilung entlang eines Profils (Seale u. a., 2011). Der Ansatz wird überwiegend zur Frontlagedetektion bei Gezeitengletschern eingesetzt, da dort aufgrund der Fjordeisbedeckung die Multispektralklassifikation versagt. Das Profil wird so gewählt, dass es die gesuchte Gletscherfront annähernd orthogonal schneidet. Ein Beispielpprofil $[AB]$ zeigt Abbildung 7.2a. Der Ansatz beruht auf der Annahme, dass der Profilabschnitt vor der Gletscherfront sich hinsichtlich der Grauwertverteilung vom Profilabschnitt hinter der Gletscherfront eindeutig unterscheiden lässt. Wie sich im Folgenden zeigt, trifft dies überwiegend zu.

Im ersten Schritt werden die Grauwerte g_c^P an den Profilpositionen c extrahiert und die näherungsweise durch den Differenzenquotienten $\Delta g_c^P = g_{c+1}^P - g_c^P$ bestimmte Ableitung entlang $[AB]$ gebildet. Der Abstand zweier Profilpunkte beträgt dabei genau ein Pixel. Eine visuelle Inspektion von g^P und Δg^P in Abbildung 7.2b zeigt hier oft schon eine klar erkennbare Grenze an der Position der Gletscherfront. Diese ist im gewählten Beispiel bei ca. 12 km durch einen Grauwertsprung von durchschnittlich etwa 140 auf 110 erkennbar. Gleichzeitig setzt eine deutliche Vergrößerung der Grauwertstreuung ein (schwarze Punkte), welche auf die geänderten Textureigenschaften beim Übergang von *Ice Mélange* auf Gletschereis zurückzuführen ist. In anderen Gebieten ohne Fjordeisbedeckung kann dieser Übergang noch stärker ausgeprägt sein. Grundsätzlich weist die Gletscheroberfläche im Frontbereich der Ausflussgletscher eine meist höhere Grauwertstreuung als der Fjordbereich selbst auf.

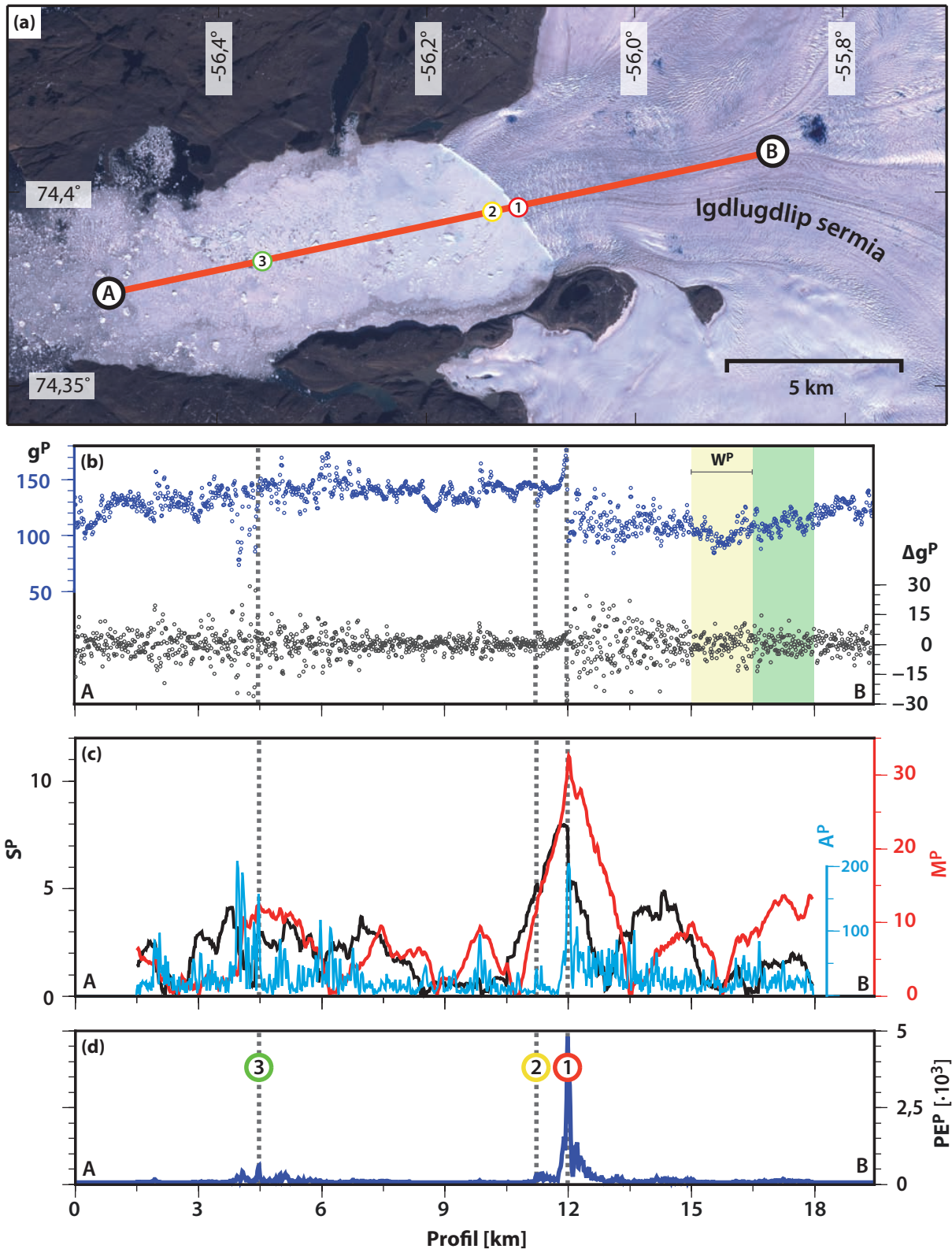


Abbildung 7.2: (a) Lokalisation möglicher Gletscherfrontpositionen (nummerierte Kreise) entlang eines Profils AB am Beispiel einer Landsat-7-Szene vom 28. Juli 2000 am Igdlugdliip sermia (West-Grönland). (b) Aus der Grauwertverteilung (blaue Punkte) und ihrem Differenzenquotienten Δg^P (schwarze Punkte) lassen sich die in (c) dargestellten Größen S^P , M^P und A^P ableiten. (d) Die Maxima des Produktes PEP dieser Größen geben mögliche Orte der Frontposition an (grau gestrichene Linie). Nähere Erläuterungen im Text.

Solche lokalen, abrupten Wechsel in der Grauwertverteilung sind allerdings nicht nur auf den Frontbereich beschränkt, sondern treten insbesondere im Fjordbereich in unterschiedlicher räumlicher Ausprägung häufig auf. In einem von Kalbeis geprägten Fjordbereich werden solche Änderungen oft durch den unterschiedlichen Kompaktionsgrad des Kalbeises hervorgerufen. Winddrift, Gezeiten und das Strömungsregime im Fjord führen dort zu einer stark variierenden Textur- bzw. Grauwertverteilung. Einen solchen Wechsel in Δg^P zeigt beispielsweise Abbildung 7.2b im Profilbereich zwischen Kilometer drei und sieben.

Die Separierung zwischen Gletscher- und Fjordbereich wird zusätzlich verbessert, wenn die Grauwertverteilung über eine Distanz W^P betrachtet wird. Ein gutes Unterscheidungskriterium dazu liefert der Differenzbetrag M_c^P aus den Grauwertmitteln über W^P , die vor und nach einer Profilposition c gemäß (7.1) bestimmt werden. Für die Detektion der Frontlage sollte W^P zwischen 750 m und 1,5 km gewählt werden. Analog kann die Differenzbildung für die Standardabweichungen der Grauwertgradienten über den Bereich W^P durchgeführt werden und man erhält S_c^P über (7.2). Der Ausdruck $\sigma\{\cdot\}$ kennzeichnet dort die Standardabweichung.

$$M_c^P = \frac{1}{W^P} \cdot \left| \sum_{i=c-W^P}^c g_i^P - \sum_{i=c}^{c+W^P} g_i^P \right| \quad (7.1) \quad S_c^P = \left| \sigma\{g_{c-W^P}^P, \dots, g_c^P\} - \sigma\{g_c^P, \dots, g_{c+W^P}^P\} \right| \quad (7.2)$$

Hohe Werte von M_c^P und S_c^P deuten dabei auf eine Änderung der Grauwertverteilung und somit auf eine mögliche Frontposition hin (siehe Abbildung 7.2c). Zusätzlich wird eine Amplitudenverstärkung A_c^P bestimmt, die den häufig im Frontbereich lokal auftretenden Grauwertsprung gewichtet. In (7.3) wird A_c^P als Summe der Betragsdifferenzen dreier Nachbarschaftspaare um c definiert. Um kleinskalige Grauwertsprünge zu unterdrücken, bleiben die zwei inneren Nachbarschaftspaare unberücksichtigt. Schließlich liefert das Produkt PE_c^P (7.4) ein Maß dafür, wie wahrscheinlich eine Texturänderung an der betrachteten Position ist.

$$A_c^P = \sum_{a=3}^5 |g_{c-a}^P - g_{c+a}^P| \quad (7.3) \quad PE_c^P = M_c^P \cdot S_c^P \cdot A_c^P \quad (7.4)$$

Die Position des Maximums P_a^{\max} aller Werte in PE gibt den wahrscheinlichsten Ort der Gletscherfront innerhalb des Profils $[AB]$ an. Im betrachteten Beispiel ist ein klares Maximum an der Stelle der Gletscherfront zu erkennen (siehe Abbildung 7.2d). Doch genügt in einigen Satellitenbildern die Detektion des globalen Maximums in PE^P nicht. Im Frontbereich können Texturänderungen mit ähnlicher Charakteristik zu mehreren Maxima entlang des Profils führen. Beispielsweise tritt ein deutliches Maximum beim Übergang von Fjordeis zum offenen Wasserbereich auf. Da diese Mehrdeutigkeiten mit nur einem Profil nicht lösbar sind, werden die drei größten Maxima gespeichert. Ansätze zur Mehrdeutigkeitslösung werden im Rahmen des nächsten Abschnitts beschrieben.

7.2.3 Ableitung des Frontpolygons

Die Untersuchung der Frontlageänderung mit nur einem Profil ist in den meisten Fällen unzureichend, da sich die Frontlageänderung nur selten gleichmäßig über die gesamte Gletscherfront vollzieht. Ein einzelnes Profil kann somit die Variationen entlang der Gletscherfront nicht vollständig erfassen. Daneben können die im letzten Abschnitt angesprochenen Mehrdeutigkeiten innerhalb eines Profils zu größeren Fehlern in der Frontlagekartierung führen. Schließlich schränkt der Datenausfall bei Landsat-7-Szenen ohne SLC die Lokalisierungsgenauigkeit weiter ein.

Um die gesamte Gletscherfront zu detektieren, werden die beiden äußeren Profillinien manuell definiert, die die Gletscherfront seitlich begrenzen. Im betrachteten Fall der Gezeitengletscher sind dies die beiden Uferlinien des Fjordes. Die Länge der Begrenzungslinie sollte so gewählt sein, dass im betrachteten Untersuchungszeitraum die räumliche Variation der Gletscherfront den Start- und Endpunkt nicht überschreitet. Abbildung 7.3a zeigt die beiden Begrenzungslinien (magenta) am bereits beschriebenen Testdatensatz. Innerhalb der Begrenzungslinien werden aus diesen im gleichmäßigen Abstand 10 bis 15 Profillinien (N_P) abgeleitet, sodass eine gute Abdeckung des gesamten Frontbereiches mit einer mittleren Breite von F_B gewährleistet ist. Eine weitere Verdichtung der Profile ist möglich, führt aber aufgrund der Datenlücken bei den überwiegend genutzten Landsat-7-Szenen ohne SLC nur selten zu einer gesteigerten Frontlagegenauigkeit. Einschließlich der Begrenzungslinien wird für jedes Profil R_a separat die im Abschnitt 7.2.2 beschriebene Frontlagedetektion durchgeführt. In Abbildung 7.3a sind die globalen Maxima (rote äußere Kreise) und Nebenmaxima (gelbe und grüne Kreise) aller Profile dargestellt. An den Positionen der Maxima P_a^{\max} ist deren Stärke PE^P als farbcodierte Füllung illustriert.

Trotz der guten visuellen Erfassung der Frontlage gestaltet sich die automatische Bestimmung des Frontpolygons aus der Anzahl der gefundenen Maxima oft schwierig. Die Komplexität der Suche reduziert sich, wenn eine Näherungsposition der Gletscherfront eingeführt wird. Um diese zu ermitteln, wird eine annähernd frontparallele Gerade G einmalig für jeden Gletscher definiert, die entlang des Profils verschoben wird (siehe Abbildung 7.3a). An jeder dieser Geraden G_c wird die Menge M_{G_c} an Punkten ermittelt, deren Lotfußpunkt Abstand $d_{ca} \leq 3W^P$ ist. Danach berechnet man für alle Punkte in M_G das distanzgewichtete Mittel PG_c nach (7.5), in der zusätzlich das Gewicht W_A jedes Punktes hinzugezogen wird, um die individuelle Stärke des Maximums zu berücksichtigen. Als Nebenbedingung wird das Gewicht auf eine obere Grenze $25 \cdot 10^3$ beschränkt, damit die Näherungswertbestimmung nicht auf einzelnen Punkten hohen Gewichts basiert. Schließlich befindet sich die Näherungsposition c_{approx} an der Stelle des globalen Maximums von PG (siehe Abbildung 7.3b).

$$PG_c = \sum_{a=1}^{|M_{G_c}|} \frac{W_A}{d_{ca} + 1} \quad \text{mit } W_A = \begin{cases} PE^P : PE^P \leq 25 \cdot 10^3 \\ 25 \cdot 10^3 : PE^P > 25 \cdot 10^3 \end{cases} \quad (7.5)$$

Ausgehend von der Position des Maximalwertes in PG wird schrittweise das Frontpolygon F erzeugt. Der Punkt P_a^{\max} mit dem kürzesten Abstand zum letzten Polygonpunkt P_{n-1}^F wird als nächster Punkt im Frontpolygon akzeptiert, wenn folgende vier Bedingungen erfüllt sind:

- | | |
|--|--|
| (1) $W_A(P_a^{\max}) > 1000$ | (3) $d(P_a^{\max}, P_{n-1}^F) \leq 2,5 \cdot \frac{F_B}{N_P}$ |
| (2) $\angle(P_a^{\max}, P_{n-1}^F, P_{n-2}^F) > 90^\circ$ mit $n \geq 2$ | (4) Jedes Profil R_a ist maximal nur einmal im Frontpolygon enthalten. |

Neben einem einfachen Gewichts- und Distanzschwellenwert¹¹ (1, 2) wird auch die maximale Krümmung des Frontpolygons beschränkt (3). Damit wird sichergestellt, dass keine durch Nebenmaxima verursachten abrupten Richtungswechsel im Frontverlauf auftreten. Die Bedingung (4) verhindert das Rücklaufen des Frontpolygons. Das so erstellte Frontpolygon ist als blaue Linie in Abbildung 7.3a dargestellt.

¹¹ $d(A, B)$ symbolisiert den euklidischen Abstand zwischen den Punkten A und B .

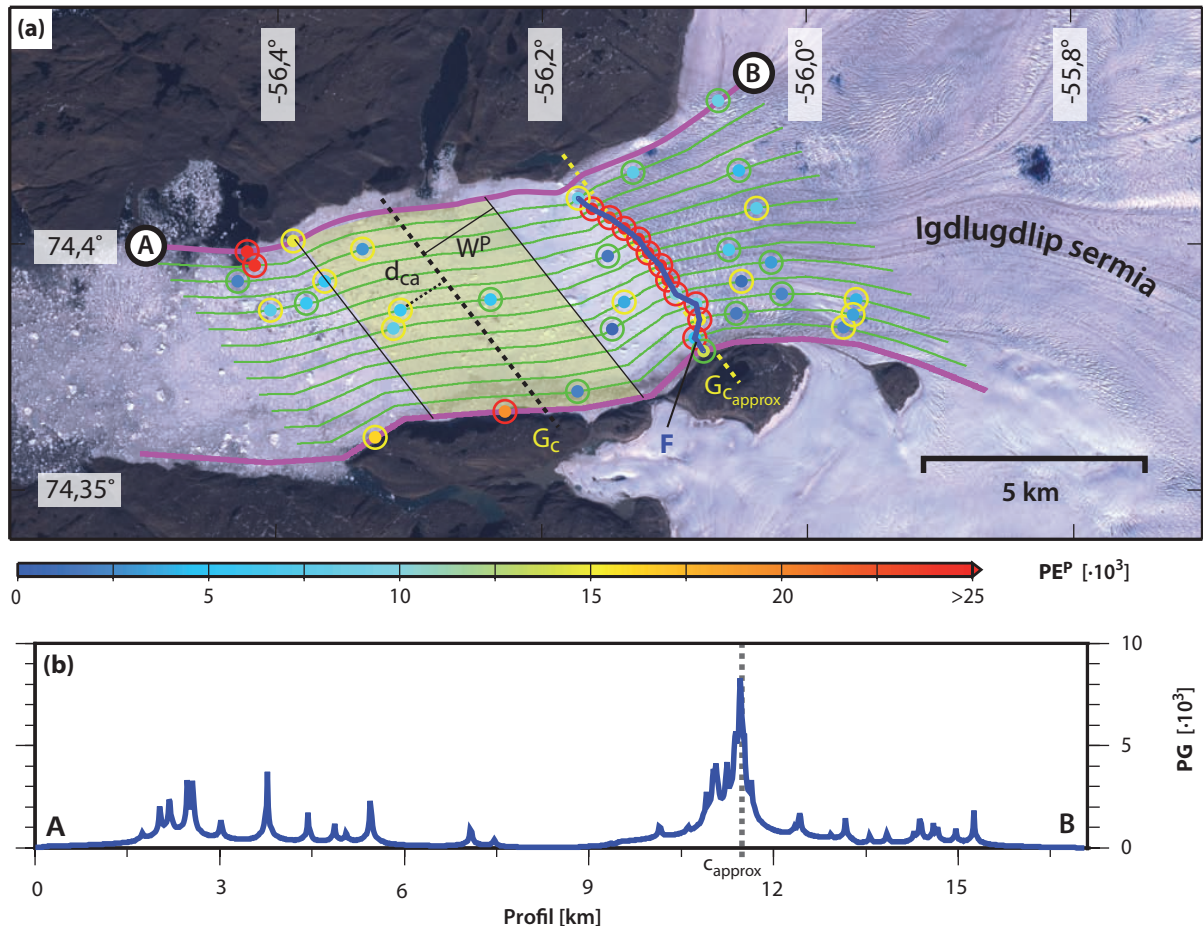


Abbildung 7.3: (a) Bestimmung des Frontpolygons innerhalb zweier definierter Begrenzungslinien (magenta) am Beispiel des Igdlugdliip sermia (West-Grönland). Für jede der berechneten Profillinien R_a (grün) werden potenzielle Frontpositionen mit ihrer farbcodierten Gewichtung ermittelt (gefüllte Kreise). Innerhalb des Profils ist die Reihung der Maxima durch den roten, gelben und grünen Außenkreis gekennzeichnet. Aus dieser Punktmenge kann das Frontpolygon (blaue Linie) abgeleitet werden. Für jede frontparallele Gerade G_c wird im Abstand W^P das distanzgewichtete Mittel PG bestimmt (gelb hervorgehobener Bereich). Im Hintergrund ist eine Landsat-7-Szene vom 28. Juli 2000 dargestellt. (b) Die Näherungsposition c_{approx} (grau gestrichene Linie) ergibt sich an der Stelle des Maximums in PG_c .

7.2.4 Detektion fehlerhaft bestimmter Frontlagen

In einigen Gletscheraufnahmen scheitert jedoch die Ableitung der Frontlage. Die Abbildungen 7.4a und 7.4b zeigen zwei typische Beispiele. Bedingt durch ähnliche Grauwertmuster wie beim Übergang zu Gletschereis entstehen Fehlklassifikationen häufig an den Rändern zwischen offenem Wasser und Kalbeis. Auch bereitet die oft durchbrochene und von Kalbeis dominierte Gletscherfront im Frühjahr Schwierigkeiten im Klassifikationsschritt. Weitere Einschränkungen entstehen, wenn die Gletscherfront durch Kalbungsergebnisse in einigen Gebieten parallel zur Profillinie verläuft. Auch in diesem Fall kann eine durchgehende Frontlage automatisch nicht kartiert werden.

Einen Sonderfall bilden die Schelfeise Nord- und Nordost-Grönlands. Aufgrund der geringen Wassertiefe und der weit in die Ablationsperiode andauernder Meereisbedeckung verbleiben Tafel eisberge häufig lange Zeit nahe der Kalbungsfront. Auch für einen geübten Betrachter ist in vielen Satellitenaufnahmen der

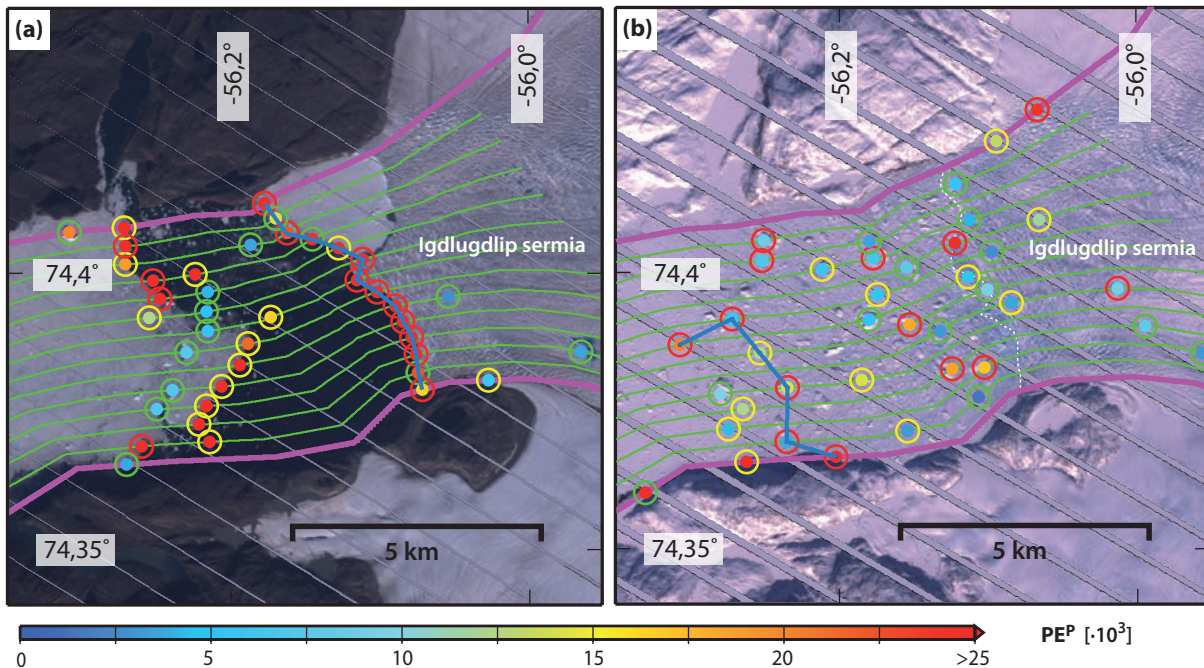


Abbildung 7.4: Fehlerhaft abgeleitete Frontlagen am Beispiel des Igdlugdliip sermia (West-Grönland). (a) Landsat-7-Szene vom 20. August 2009 mit extrahiertem Frontpolygon (blaue Linie). Restliche Symbolik wie in Abbildung 7.3. Die Frontlinie verläuft im nördlichen Bereich fälschlicherweise entlang der Grenze zwischen offenem Wasser (dunkle Fläche) und *Ice Mélange* (homogene weiße Fläche). (b) Für die gleiche Gletscherregion kann für die Landsat-7-Aufnahme vom 23. April 2009 keine zuverlässige Frontlage bestimmt werden. Die wahre Frontlage (weiße gestrichelte Linie) ist aufgrund der dichten Kalbeisbedeckung selbst visuell schwer erfassbar.

exakte Verlauf der Gletscherfront in diesen Gebieten nur schwer zu bestimmen.

Die automatische Eliminierung fehlerhaft bestimmter Frontlagen ist nicht im vollen Umfang möglich. Einen Kompromiss dazu bildet die automatische Bestimmung des Frontpolygons mit anschließender visueller Kontrolle. Dazu wird das abgeleitete Frontpolygon dem panchromatischen Kanal überlagert und als Vorschau bild gespeichert. Im Anschluss daran werden alle Vorschau bilder des Gletschers visuell bewertet. Ein dazu entwickeltes Programmmodul ermöglicht eine zügige Kontrolle der Frontlagen. Als Ausreißer klassifizierte Gletscherfronten werden von den in Kapitel 8 dargestellten Ergebnissen ausgeschlossen.

7.2.5 Genauigkeit der Frontlage

Die Genauigkeit der Frontlage richtet sich einerseits nach der Georeferenzierung der Landsat-Szene und andererseits nach der Abweichung des bestimmten Frontpolygons zum wahren Frontverlauf. Insbesondere ist eine gute Georeferenzierung gefordert, da jede Lageabweichung des Satellitenbildes einer Verschiebung der Gletscherfront entspricht. Wie im Abschnitt 6.5 beschrieben, können Landsat-Aufnahmen mit einer Genauigkeit zwischen <10 m und 50 m georeferenziert werden.

Die Bewertung des bestimmten Frontpolygons ist nur stichprobenartig möglich. Dazu werden in ausgewählten Landsat-Aufnahmen Gletscherfronten manuell digitalisiert und in den Grenzen der beiden äußeren Fjordprofile mit dem abgeleiteten Polygon verglichen. Hall u. a. (1995a) geben die manuelle Digitalisierungsgenauigkeit mit 0,5 Pixel an, die in panchromatischen ETM^+ -Aufnahmen einer Bodenauflösung

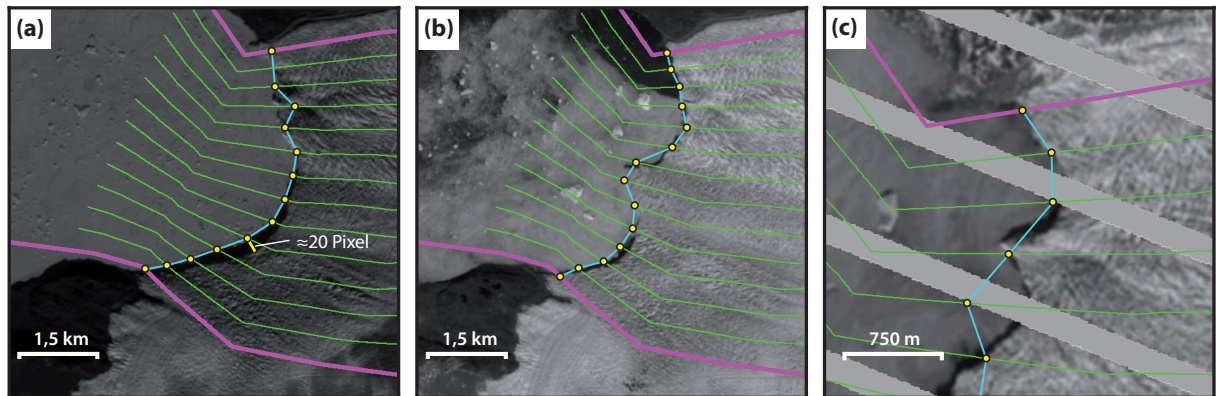


Abbildung 7.5: Mögliche Fehlereinflüsse während der profilweisen Frontlagebestimmung: (a) Schattenwurf, (b) Generalisierungsfehler aufgrund von diskretem Profilabstand und (c) Fehlpositionierung der Stützpunkte in Landsat-Aufnahmen mit SLC-Ausfall. Die dargestellten Bildausschnitte zeigen den Frontbereich des Sermeq kujatdleq (Zentralwest-Grönland) für die Aufnahmezeitpunkte (a) 22. 09. 2000, (b) 25. 06. 2000 und (c) 27. 04. 2010 im panchromatischen Kanal. Die Profilstützpunkte sind durch gelbe Kreise markiert. Weitere Symbolik entsprechend Abbildung 7.3.

von etwa 7,5 m entspricht. Die Schnittfläche beider Polygone im Verhältnis zur mittleren Frontbreite gibt eine Aussage über die Verfahrensgenauigkeit der profilweisen Frontlagebestimmung. Der Vergleich mit acht manuell digitalisierten Gletscherfronten in Landsat-7-Aufnahmen ergab eine Frontlagegenauigkeit von 3,4 Pixel (51 m).

Die Genauigkeit der Frontlage unterliegt einer Reihe von Fehlereinflüssen. Vor allem die durch den Schattenwurf der Gletscherfront hervorgerufenen starken Grauwertgradienten verursachen Abweichungen von bis zu 20 Pixel, die abhängig von der Freibordhöhe der Gletscherfront, dem Elevationswinkel der Sonne sowie der Ausrichtung der Gletscherfront relativ zum Sonnenazimut sind. Besonders betroffen sind Aufnahmen im Frühjahr und im Herbst, in denen der Einfluss des Schattens durch die niedrigen Elevationswinkel der Sonne besonders stark ist (siehe Abbildung 7.5a).

Weiterhin führt die diskrete Anzahl der Profile zu Generalisierungsfehlern der Frontlage (siehe Abbildung 7.5b). Dieser Generalisierungsfehler steigt mit zunehmendem Abstand von den Stützpunkten P_n^F und ist abhängig von der Komplexität des Frontverlaufs. Für einen annähernd parabelförmigen Frontverlauf übersteigt er selten 3 Pixel (45 m). Die exakte Ableitung des Frontverlaufs kann durch die bestehenden Datenlücken in Landsat-Aufnahmen mit SLC-Ausfall stark eingeschränkt werden. Der Einfluss auf die Genauigkeit der Frontlage richtet sich nach der Breite und der Ausrichtung der Streifen. Im ungünstigsten Fall überdeckt der Datenausfall die gesamte Gletscherfront. Der maximale Frontlagenfehler entspricht der halben Breite des Datenausfalls entlang eines Profils R_a (siehe Abbildung 7.5c). Des Weiteren sind Orthorektifizierungsfehler im Frontbereich für die meisten Gletscher im Untersuchungsgebiet sehr klein und werden vernachlässigt.

7.3 Bestimmung der Gletscherfrontlage mittels Texturanalyse

Eine weitere Möglichkeit der Separierung zwischen Gletschereis und Fjordeis basiert auf der meist unterschiedlichen Bildtextur. Der Frontbereich schnell fließender Ausflussgletscher ist oft von ausgeprägten Spaltengebieten gekennzeichnet, die sich deutlich von der überwiegend homogenen Textur der *Ice Mélange*

abheben. Diese unterschiedlichen Texturausprägungen können mit Hilfe der Textursegmentierung (ein Teilbereich der Texturanalyse und Mustererkennung) zur automatischen Detektion der Gletscherfront genutzt werden. Verallgemeinert stellt dies ein binäres Klassifikationsproblem dar, das die bestmögliche Trennung vergletschter von nicht vergletschten Gebieten anstrebt. Die Klasse der nicht vergletschten Gebiete umfasst neben der *Ice Mélange* u. a. auch Felsgebiete, offene Wasserbereiche und Wolkenbedeckung.

Die Bestimmung der Gletscherfrontlage folgt dem Ablauf der überwachten Mustererkennung. In Bildbereichen bekannter Klassenzugehörigkeit (Trainingsgebiete) wird in einem ersten Schritt eine Vielzahl von Texturmerkmalen extrahiert und im Anschluss werden alle Merkmale verworfen, die nicht zur Unterscheidung beider Klassen beitragen (Merkmalsselektion) (Weiss und Kulikowski, 1990). Mit den ausgewählten Merkmalen wird ein Klassifikator trainiert, der danach auf beliebige Bilder angewendet werden kann. Aus den klassifizierten Gletscherbereichen kann schließlich das Polygon der Gletscherfront abgeleitet werden. Die genannten Teilschritte werden in den nächsten Abschnitten differenziert betrachtet. Neben der Darstellung der generellen Verfahrensschritte werden darüber hinaus das Anwendungspotenzial und seine Grenzen aufgezeigt sowie methodische Ansätze zur Verbesserung gegeben. Anzumerken ist, dass das vorgestellte Verfahren experimentellen Charakter besitzt und nur an einer kleinen Anzahl von Gletschern im Bereich der Diskobucht (Zentralwest-Grönland) erprobt wurde.

7.3.1 Merkmalsbestimmung und Merkmalsselektion

Entscheidend für einen Klassifikationserfolg sind die verwendeten Merkmale (Weiss und Kulikowski, 1990). Unter Merkmalen versteht man eine Gruppe von Eigenschaften, welche eine Klasse möglichst gut beschreiben. Die Landsat-Aufnahmen im Bereich Grönlands besitzen ausnahmslos natürliche Texturen, die überwiegend stochastischer Art sind (Schael, 2005). Für diese Texturart eignen sich im Besonderen die Methoden der statistischen Bildanalyse, die u. a. in Texturmerkmale erster und zweiter Ordnung sowie in Texturmerkmale höherer Ordnung unterteilt werden können (Haralick, 1979). Während Merkmale erster Ordnung die statistische Beschreibung eines Bildpixels (z. B. Histogramm) oder die einem Bildpunkt zugeordneten Werte verschiedener Bandkombinationen (z. B. NDSI, B5/B3) umfasst, werden bei Merkmalen zweiter Ordnung Beziehungen zweier, meist benachbarter Pixel berücksichtigt (Materka u. a., 1998). Bekannte Vertreter dieser Gruppe sind die Texturmerkmale, die beispielsweise aus der *Grey Level Co-occurrence Matrix* (GLCM) oder der Lauflängen-Matrix berechnet werden können (Beller, 2006). Die Merkmale höherer Ordnung betrachten Beziehungen zwischen mehreren Bildpunkten einer Nachbarschaft und finden aufgrund der hohen Rechenkomplexität selten Anwendung. Für die Beschreibung der Bildtextur der beiden gewählten Klassen werden hauptsächlich Merkmale zweiter Ordnung herangezogen. Einzig der Grauwert des panchromatischen Kanals fließt in die Texturbeschreibung als Vertreter der ersten Ordnung ein.

Eine Vielzahl von einfach bestimmbar Texturmerkmalen kann aus der GLCM extrahiert werden, die Auskunft über die Grauwertverteilung innerhalb eines betrachteten Bildfensters der Größe $N_G \times N_G$ gibt (Haralick u. a., 1973). Innerhalb dieses Bildfensters wird die Auftrittshäufigkeit $P(i, j)$ zweier horizontal benachbarter Bildpunkte mit den Grauwerten i, j bestimmt und in der Matrix G gespeichert:

$$G = \begin{pmatrix} P(1,1) & \cdots & P(N_G,1) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ P(1,N_G) & \cdots & P(N_G,N_G) \end{pmatrix} \quad \text{mit} \quad \sum_{i=1}^{N_G} \sum_{j=1}^{N_G} P(i,j) = 1. \quad (7.6)$$

Die Größe von G richtet sich nach der radiometrischen Auflösung und besitzt für eine Landsat-Aufnahme mit 8-bit-Quantisierung ($N_G = 256$) 256×256 Elemente. Die GLCM kann für verschiedene Winkel und Abstände bestimmt werden. Für das gewählte Klassifikationsbeispiel wurden jedoch nur Texturmerkmale aus der horizontalen GLCM verwendet. Die Bestimmung der GLCM ist für große N_G sehr rechenintensiv. Eine Möglichkeit zur Reduzierung der Berechnungskomplexität kann durch die Verringerung der radiometrischen Auflösung erreicht werden, die jedoch meist zu einem erhöhten Klassifikationsfehler führt (Soh und Tsatsoulis, 1999; Clausi, 2002).

Aus G können verschiedene Texturmerkmale zweiter Ordnung abgeleitet werden. Für acht verschiedene Fenstergrößen¹² zwischen 3×3 und 63×63 Pixel wurden jeweils folgende zehn Texturmerkmale berechnet (Haralick u. a., 1973; Beller, 2006):

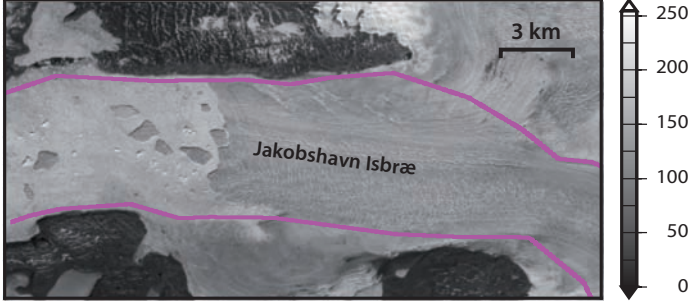
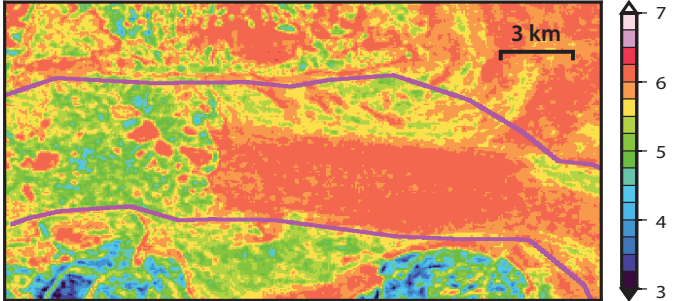
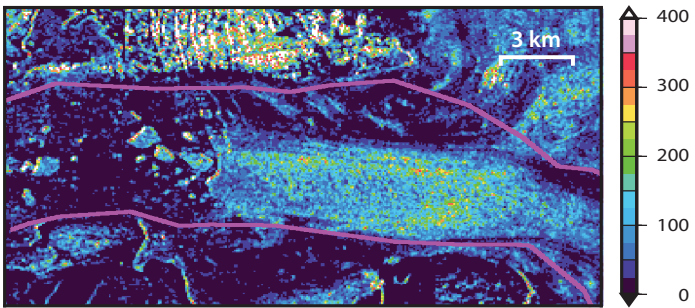
- | | |
|---------------|-----------------------------|
| ▷ Mittelwert | ▷ Energie |
| ▷ Absolutwert | ▷ Homogenität |
| ▷ Varianz | ▷ Kontrast |
| ▷ Entropie | ▷ Korrelation |
| ▷ Kovarianz | ▷ Inverser-Differenz-Moment |

Tabelle 7.1 zeigt die Bildungsvorschrift sowie die räumliche Ausprägung verschiedener Texturmerkmale für einen Bildausschnitt im Frontbereich des Jakobshavn Isbræ. In der ersten Zeile ist der panchromatische Kanal des ETM⁺ dargestellt, der eine Trennung zwischen Felsgebieten und Wasserflächen mit niedrigen Grauwerten von vergletscherten sowie schneebedeckten Gebieten mit überwiegend hohen Grauwerten zulässt. Der aufliegende und langsam fließende Randbereich des Eises kann so gut erfasst werden. Die Separierung zwischen Gletschereis und *Ice Mélange* kann durch komplexere Texturmerkmale realisiert werden. Die aus der GLCM abgeleiteten Texturmerkmale Entropie und Kontrast (siehe Tabelle 7.1) ermöglichen die Unterscheidung von Spaltengebieten mit überwiegend heterogener Textur von den meist homogenen Flächen im Eisfjord. Eine eindeutige Klassifizierung ist jedoch mit keinem dieser Texturmerkmale möglich. Beispielsweise besitzen aufrecht schwimmende Eisberge die gleiche Bildtextur wie der Bereich der Gletscherzunge. Diese können mit den verwendeten Texturmerkmalen nicht voneinander unterschieden werden. Analog dazu sind auch spaltenarme Gletscherregionen mit den verwendeten Texturmerkmalen nicht immer eindeutig von der *Ice Mélange* trennbar.

Die Bestimmung des resultierenden 81-dimensionalen Merkmalsvektors wird für jeden Bildpunkt durchgeführt. Der große Rechenaufwand kann reduziert werden, wenn nur die im Klassifikationsschritt signifikanten Merkmale verwendet werden (Guyon und Elisseeff, 2003). Eine Möglichkeit der Merkmalsselektion bietet die Bestimmung eines Reliefparameters, der für binäre Klassifikationsprobleme die Trennbarkeit jedes Merkmals angibt (Kira und Rendell, 1992). Alle Merkmale mit einem Reliefparameter unterhalb des

¹² 3×3 , 5×5 , 7×7 , 9×9 , 11×11 , 17×17 , 31×31 und 63×63 Pixel.

Tabelle 7.1: Berechnungsvorschrift verschiedener Texturmerkmale und deren räumliche Ausprägungen im Frontbereich des Jakobshavn Isbræ. Die violetten Linien kennzeichnen die Begrenzungspolygone des Eisfjordes.

Texturmerkmal/Berechnungsvorschrift	Räumliche Ausprägung des Texturmerkmals
Panchromatisches Band Texturmerkmal 1. Ordnung: Grauwert Kernelgröße: 1×1 Pixel	
Entropie Texturmerkmal 2. Ordnung (GLCM) Kernelgröße: 17×17 Pixel $ENT = - \sum_{i=0}^{N_G} \sum_{j=0}^{N_G} P(i, j) \log_2 P(i, j)$	
Kontrast Texturmerkmal 2. Ordnung (GLCM) Kernelgröße: 9×9 Pixel $CON = \sum_{n=0}^{N_G-1} n^2 \left\{ \sum_{i=0}^{N_G} \sum_{j=0}^{N_G} P(i, j) \right\}_{ i-j =n}$	

Schwellenwertes $f_R = 0,05$ werden vom Klassifikationsschritt ausgeschlossen. Im gewählten Testdatensatz verbleiben nach der Merkmalsselektion noch 24 der 81 Merkmale.

7.3.2 Auswahl und Training des Klassifikators

Jedem Bildpunkt werden die bestimmten Merkmalsausprägungen einer der beiden Klassen zugeordnet. Dieser Schritt wird Klassifikation genannt und mit Hilfe eines binären Entscheidungsbaums realisiert. Entscheidungsbäume werden gerade im Bereich der Fernerkundung häufig eingesetzt, weil dieses überwachte, nicht parametrische Klassifikationsverfahren keine Bedingungen an die stochastische Verteilung der Merkmale stellt und wenig rechenintensiv ist. Neben dem Einsatz von Entscheidungsbäumen für die klassischen Aufgaben der Landnutzungsklassifikation sind sie grundsätzlich auch für die Bestimmung der Schneebedeckung und der Gletscherflächen geeignet (Rosenthal und Dozier, 1996; Simard u. a., 2000; Racoviteanu und Williams, 2012).

Binäre Entscheidungsbäume nehmen eine rekursive Kategorisierung der Eingangsdaten (Merkmale) in zwei definierte Klassen vor und bestehen aus Knoten und Ästen (Weiss und Kulikowski, 1990). An jedem

Knoten wird ein Splitkriterium für ein Merkmal so bestimmt, dass alle Daten in zwei möglichst homogene (reine) Partitionen aufgeteilt werden. Am Ende der beiden Äste werden neue Splitkriterien erstellt, die zu einer verfeinerten Klassenaufteilung führen. Die Partitionierung kann so lange fortgesetzt werden, bis an den Endknoten (Blättern) nur noch Daten einer Klasse existieren (Brandt und Jörgl, 2007).

Die Schwierigkeit besteht nun darin, die Merkmale und die zugehörigen Splitkriterien aus den Trainingsdaten zu extrahieren, die zu einer optimalen Partitionierung führen. Eine Aufteilung der Eingangsdaten an jedem Knoten gilt dann als optimal, wenn die partitionierten Daten eine maximale Entropie (Heterogenität) zueinander aufweisen (Weiss und Kulikowski, 1990). Die Erstellung (Induktion) eines solchen Entscheidungsbaumes und die automatische Generierung von Splitregeln ermöglichen *Classification and Decision Tree* (CART) (Breiman, 1993). Eine detaillierte Beschreibung der zugrunde liegenden Algorithmen geben Duda u. a. (2001).

Die automatische Aufteilung wird so lange fortgesetzt, bis entweder definierte Stoppkriterien erfüllt sind oder ausschließlich klassenreine Blätter existieren. Letztere Entscheidungsbäume neigen zur Überklassifikation (*Overfitting*) und führen meist zu großen Klassifikationsfehlern bei der Anwendung auf unbekannte Datensätze (ebd.). Eine einfache Möglichkeit zur Reduzierung der Baumkomplexität (*Pruning*) besteht darin, die Anzahl der maximalen Entscheidungsebenen zu begrenzen. Rokach und Maimon (2005) sowie Mingers (1989) geben einen Überblick über weitere *Pruning*-Verfahren.

Die Induktion des CART geschieht anhand von Trainingsgebieten. Für jede Klasse werden repräsentative Gebiete mit bekannter Klassenzugehörigkeit gewählt. Entscheidend für den Klassifikationserfolg ist, wie allgemeingültig die Trainingsgebiete die jeweilige Klasse beschreiben. Für das gewählte Klassifikationsbeispiel im Bereich des Jakobshavn Isbræ wurden für jede Klasse sechs verschiedene Trainingsgebiete in insgesamt vier Landsat-Szenen definiert. Die Trainingsdaten in vergletscherten Gebieten umfassen sowohl Spaltentexturen in Bereichen hoher Scherdeformationen als auch Regionen mit überwiegend parallel verlaufenden Spaltenmustern. Für die Klasse der nicht vergletscherten Gebiete wurden im Wesentlichen Bildausschnitte mit unterschiedlicher Ausprägung der *Ice Mélange* gewählt. Um die große interannuale Texturvariation vergletschelter Gebiete zu berücksichtigen, wurden Landsat-Szenen unterschiedlicher Aufnahmezeitpunkte verwendet. Anderen Bereichen, die sich einfach von vergletscherten Gebieten separieren lassen, wurden nur wenige Trainingsgebiete zugeordnet. Darunter fallen die eisfreien Bereiche des Fjordes und das umliegende Felsgestein.

Die gewählten Texturmerkmale der GLCM sind nicht invariant gegenüber Maßstabsänderungen und Drehungen (Schael, 2005). Durch eine gezielte Auswahl der Trainingsgebiete mit einer unterschiedlichen Ausrichtung der Spaltenmuster kann dies teilweise kompensiert werden. Hingegen treten keine Maßstabsänderungen auf, da nur das panchromatische Band des ETM⁺-Sensors auf Landsat 7 verwendet wurde.

Der Entscheidungsbaum wird nur einmal anhand der Trainingsdaten generiert und kann danach auf beliebige Landsat-Aufnahmen angewandt werden (siehe Abschnitt 7.3.3). Zur Induktion des Entscheidungsbaumes und zur Klassifikation wurde die freie Programmbibliothek *Orange*¹³ verwendet. *Orange* ist eine plattformunabhängige Python/C-Implementierung verschiedener Algorithmen aus dem Data-Mining-Bereich.

¹³<http://orange.biolab.si/>

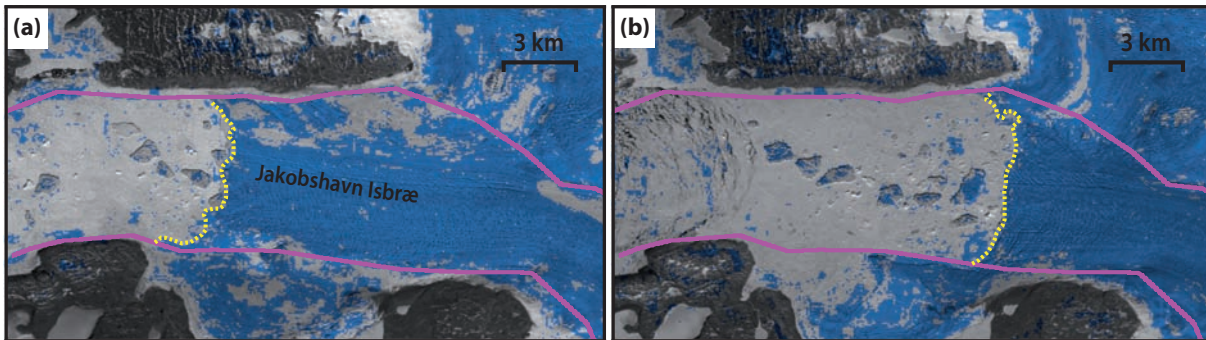


Abbildung 7.6: Klassifikationsergebnisse und abgeleitete Frontlagen des Jakobshavn Isbræ für die Landsat-7-Aufnahmen vom (a) 12. Juni 2001 und (b) 1. Mai 2003. Die gestrichelte gelbe Linie stellt den extrahierten Frontlauf im Bereich der Begrenzungspolygone (violette Linien) dar.

7.3.3 Klassifikation und Bewertung

Der im vorigen Abschnitt bestimmte Klassifikator kann zur Bestimmung vergletschter Gebiete in beliebigen Landsat-7-Aufnahmen eingesetzt werden, nachdem an jedem Bildpunkt der in Abschnitt 7.3.1 selektierte Merkmalsvektor berechnet ist. Abbildung 7.6 zeigt zwei Klassifikationsergebnisse für den Frontbereich des Jakobshavn Isbræ. Mit Ausnahme einiger homogener Gletscherregionen im nördlichen Bereich des Hauptausflusses wurde in beiden Beispielen nahezu die gesamte Gletscherfläche korrekt klassifiziert. Allerdings wurden auch Tafeleisberge als Gletscherfläche klassifiziert, die mit dem gewählten Klassifikationsverfahren allein nicht vom Gletscher unterschieden werden können.

Aus den klassifizierten Gletscherregionen lassen sich schließlich die Frontlagen ableiten. Dazu wird die flächenmäßig größte Region extrahiert und mit den beiden Begrenzungslinien des Gletschers (siehe Abschnitt 7.2.3) verschnitten. Das fjord- bzw. landseitig liegende Schnittpolygon repräsentiert die extrahierte Gletscherfront. Zusätzlich kann die morphologische Bildoperation *Opening* vorgeschaltet werden, die kleinere mit dem Gletschergebiet verbundene, fehlklassifizierte Regionen im Randbereich eliminiert (Gonzalez und Woods, 2008).

Ein wesentlicher Vorteil dieses Klassifikationsverfahrens im Vergleich zur profilweisen Frontlagebestimmung (siehe Abschnitt 7.2) ist die weitgehende Unabhängigkeit gegenüber ausgeprägten Grauwertgradienten, wie sie z. B. beim Übergang von offenen Wasserbereichen zur *Ice Mélange* entstehen (vgl. Abbildung 7.6b und Abbildung 7.4a).

Die Größe der Bildfenster zwischen 11×11 und 63×63 Pixel tragen zu einer guten Klassenseparierung bei. Jedoch können mit diesen gewählten Fenstergrößen abrupte Texturwechsel an der Gletscherfront nicht immer exakt aufgelöst werden. Dies kann sich in einer erhöhten Anzahl von Fehlklassifikationen entlang des Gletscherrandes äußern. Eine Verringerung der maximalen Fenstergröße führt zu einer schlechteren Beschreibung der Gletschertextur. Alternativ könnte das Klassifikationsergebnis der Gletscherfront als Näherungsposition für das im Abschnitt 7.2 beschriebene Verfahren der profilweisen Frontlagebestimmung genutzt werden. Die Kombination beider Verfahren könnte so zu einer wesentlich robusteren Bestimmung der Gletscherfront führen.

Der größte Nachteil der Texturanalyse ist die beschränkte Einsatzmöglichkeit in Landsat-7-Szenen mit vorhandenem Streifenmuster. In diesen Szenen können auf Bildfenster basierenden Methoden keine Texturmerkmale bestimmt werden. Die Anwendung des vorgestellten Klassifikationsverfahrens ist damit in

Landsat-7-Daten nur bis Mai 2003 möglich. Die Erweiterung des Klassifikationsverfahrens auf Satellitenbilder des TM- und MSS-Sensors ist möglich, erfordert aber die Induktion eines neuen Entscheidungsbaums mit entsprechenden Trainingsgebieten. Anstelle des panchromatischen Kanals sollte dann das Band 4 mit verringerter Auflösung (30 m) verwendet werden.

Die verwendete Klassifikation ist nicht auf die Segmentierung von Gletschergebieten beschränkt, sondern kann auf weitere glaziologische Anwendungsgebiete adaptiert werden. Beispielsweise kann durch verfeinerte Trainingsdaten die räumliche und zeitliche Variation unterschiedlicher Spaltentexturen untersucht werden. Eine weitere Anwendung besteht in der automatischen Detektion und im Monitoring von Supraglazialseen entlang des gesamten grönländischen Eisrandes. Damit verbunden lassen sich Form und Größe der Gletscherseen bestimmen sowie deren zeitliche Änderungen und mögliche Ausflussereignisse detektieren.

8 Dynamik der grönländischen Ausflussgletscher

In diesem Kapitel werden für den Großteil der grönländischen Ausflussgletscher die beobachteten Fließgeschwindigkeiten sowie deren Änderungen vorgestellt und diskutiert. Ergänzend dazu wurden für über 100 Gletscher die Frontlagen und deren zeitliche Änderungen im Landsat-Missionszeitraum abgeleitet. Im folgenden Abschnitt wird zunächst ein Überblick über die Verteilung der untersuchten Ausflussgletscher und deren Veränderungen im Landsat-Missionszeitraum gegeben. Einen detaillierten Einblick in die einzelnen Gletscherregionen gibt der zweite Abschnitt.

Aufgrund des Datenumfangs der abgeleiteten Ergebnisse ist eine ausführliche glaziologische Untersuchung und Interpretation im Rahmen dieser Arbeit weder möglich noch gewollt. Vielmehr sollen die dargestellten Ergebnisse einen Einblick in das zur Verfügung stehende Datenmaterial geben und die komplexe räumlich-zeitliche Dynamik im Randbereich des grönländischen Eisschildes verdeutlichen.

8.1 Gesamtgrönland

Der Randbereich des Grönländischen Eisschildes wurde auf einer Fläche von mehr als 500 000 km² in 90 Gebietspolygone unterteilt. Für jedes Teilgebiet wurden gemäß der in Kapitel 6 vorgestellten Schrittfolge Geschwindigkeitsfelder bestimmt. Insgesamt konnten im Zeitraum zwischen 1972 und 2012 etwa 110 000 Geschwindigkeitsfelder aus über 16 000 Landsat-Szenen abgeleitet werden. Die in diesem Abschnitt dargestellten Ergebnisse beschränken sich größtenteils auf den Landsat-7-Zeitraum zwischen 1999 und 2012, in welchem über drei Viertel aller verwendeten Szenen aufgenommen wurden. Die Ableitung von Fließgeschwindigkeiten vor 1999 ist nur in Nord-Grönland und in den Gebieten der größten Ausflussgletscher möglich. In den anderen Bereichen können Fließgeschwindigkeiten aufgrund der geringen radiometrischen und räumlichen Auflösung sowie der unzureichenden Datenlage der älteren MSS- und TM-Aufnahmen nur selten bestimmt werden. Hingegen ist die Kartierung der Frontlage auch in älteren Landsat-Daten in der Regel möglich. Nur in wenigen Randbereichen des grönländischen Eisschildes konnten keine Fließgeschwindigkeiten ermittelt werden. Dies betrifft insbesondere die texturarmen Gebiete im äußersten Nord- und Nordost-Grönland und einige landseitig endende Gletscher im Südwesten.

Für den Bereich des Eisschildes wurden 302 Ausflussgletscher untersucht. Jedem Gletscher wurde eine repräsentative Position zugeordnet (rote Punkte in Abbildung 8.1), an der Fließgeschwindigkeiten aus allen Geschwindigkeitsfeldern extrahiert wurden. In jeder Region konnten gewöhnlich zwischen 500 und 3000 Geschwindigkeitsfelder bestimmt werden. Der gewählte Gletscherpunkt wurde in einen Bereich mit hoher Fließgeschwindigkeit gelegt. Für einen Gezeitengletscher ist dies in der Regel der Bereich nahe der Gletscherfront. Hingegen wurde bei landseitig endenden Gletschern ein Punkt in der Nähe der Gleichgewichtslinie gewählt. Bei allen Punkten wurde darauf geachtet, dass von der Vielzahl der zur Verfügung

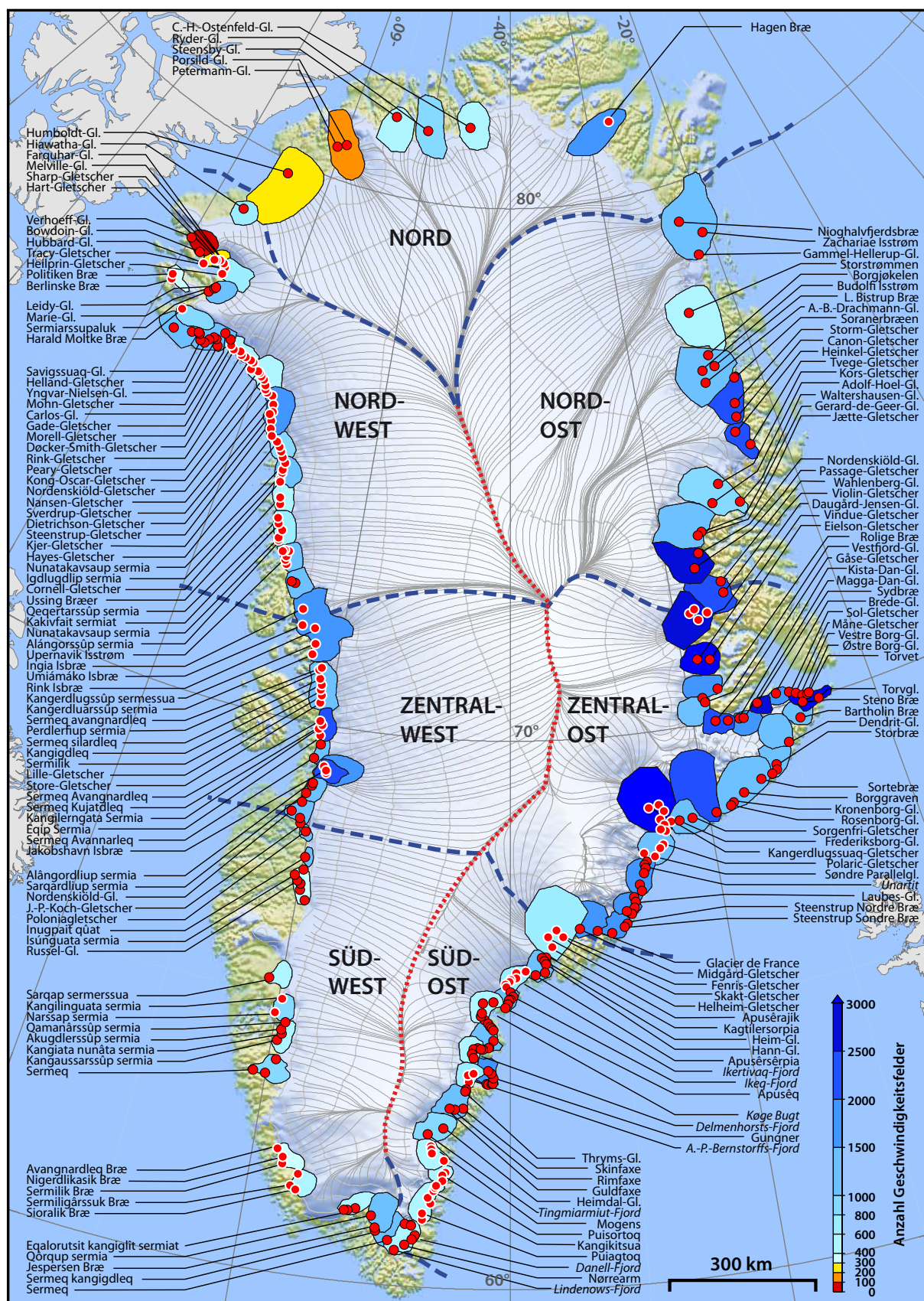


Abbildung 8.1: Überblick über die untersuchten grönländischen Ausflussgletscher, für welche Geschwindigkeitsfelder (rote Kreise) und Frontlagen (weiße Umkreise) bestimmt wurden. Die Gebietspolygone zeigen farbcodiert die Anzahl der verfügbaren Geschwindigkeitsfelder an. Gletschernamen aus NunaGIS (2013) entnommen.

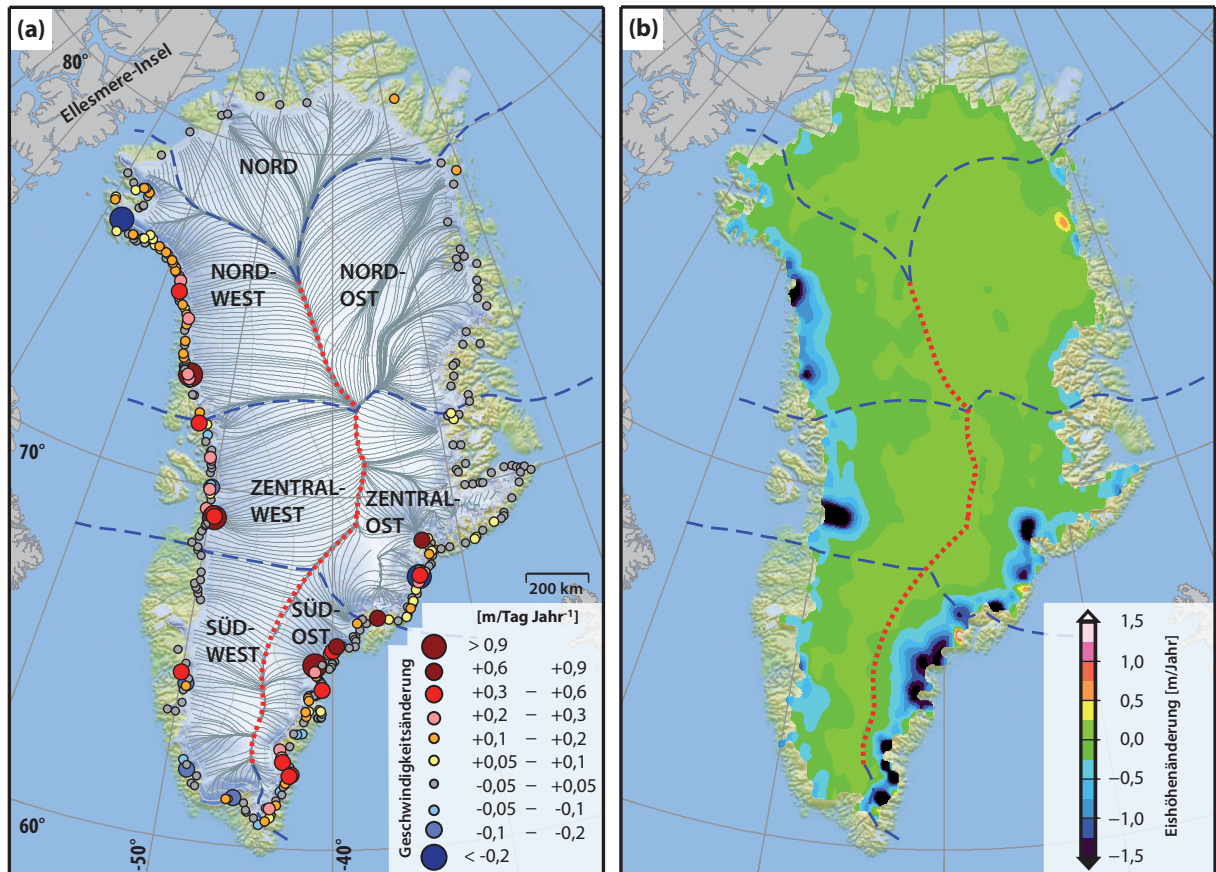


Abbildung 8.2: Geschwindigkeits- und Eishöhenänderungen grönländischer Ausflussgletscher. **(a)** Jährliche Geschwindigkeitsänderungen über den Zeitraum 1999–2012 der großen Ausflussgletscher Grönlands. Die gestrichelte rote Linie markiert die Eisscheide. Einzelne Gebietsgrenzen sind als blau-gestrichelte Linien eingezeichnet. **(b)** Jährliche Eishöhenänderungen des Grönländischen Eisschildes aus ICESat-Daten des Zeitraums 10/2003–03/2008 aus Ewert u. a. (2012).

stehenden Geschwindigkeitsfelder an der gewählten Position eine gute Datenabdeckung existiert. Dies führt dazu, dass die hier dargestellten Geschwindigkeiten in der Regel nicht der maximalen Fließgeschwindigkeit entsprechen. Neben der Punktdefinition wurden jedem Gletscher Metainformationen zugeordnet. Die Metadaten beinhalten Informationen über alternative Schreibweisen des Gletschers und weitere im GLIMS-Standard definierte gletscherspezifische Parameter, wie beispielsweise Gletschertyp, -form und -frontcharakteristik (Rau u. a., 2005). Des Weiteren wurden für alle Gezeitengletscher mittlere Frontbreiten bestimmt und in den Metadaten hinterlegt.

In allen wolkenfreien Landsat-Szenen wurde eine automatische Kartierung von Gletscherfronten an 130 Ausflussgletschern (weiße Umkreise in Abbildung 8.1) durchgeführt. Für den Zeitraum 1972–2012 wurden je nach Gletscher zwischen 8 und 106 Frontlagen abgeleitet. Aus diesen Daten können neben dem Langzeittrend der Frontbewegung auch saisonale und interannuale Variationen untersucht werden.

Die Abbildung 8.2a zeigt für den Zeitraum 1999–2012 die jährliche absolute Änderung in der Fließgeschwindigkeit für alle ausgewählten Gletscherpunkte. Diese Änderung entspricht der linearen Beschleunigung aller extrahierten Geschwindigkeiten an der ausgewählten Gletscherposition. Die im Filterschritt bei der Bestimmung der Geschwindigkeitsfelder nicht detektierten Ausreißer wurden bei der Trendbestimmung

durch einen robusten Bonferroni-Ausreißertest eliminiert. Für einige Gletscher liegen keine Geschwindigkeitsinformationen aus den Jahren 2000, 2011 oder 2012 vor. In diesen Fällen bezieht sich der dargestellte lineare Trend auf ein kürzeres Zeitintervall.

Aus der Darstellung wird deutlich, dass die Veränderungen im Fließregime innerhalb der letzten 14 Jahre regional stark differieren. Während überwiegend eine Beschleunigung der Fließgeschwindigkeit im Nordwesten und Südosten Grönlands beobachtet werden konnte, weisen die Gletscher im Norden und Nordosten bis auf den Zachariae Isstrøm ein stabiles Fließregime auf. Von einem stabilen Verhalten wird ausgegangen, wenn der Langzeittrend im Bereich von $\pm 0,05 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$ liegt. Die größten Änderungen von über $0,9 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$ wurden am Jakobshavn Isbræ und am Upernavik Isstrøm im Westen sowie an einem Gletscher in der Køge Bugt im Südosten detektiert. Nur einige wenige Gletscher weisen aktuell niedrigere Fließgeschwindigkeiten auf als noch im Jahre 1999. Eine ausführliche Untersuchung zu einzelnen Gletschern erfolgt im nächsten Abschnitt.

Die regionale Verteilung der beobachteten Beschleunigungen der Ausflussgletscher entspricht im Wesentlichen, trotz unterschiedlicher Beobachtungsintervalle, den Regionen, in denen von Ewert u. a. (2012) mittels ICESat auch eine starke Eishöhenabnahme detektiert wurde (siehe Abbildung 8.2b). Vor allem im nordwestlichen (68°N – 72°N) sowie im südöstlichen Randbereich (60°N – 69°N) des Eisschildes wurden große Eishöhenänderungen beobachtet, die überwiegend mit einer beschleunigten Eisbewegung im Ausflussbereich einhergehen. Dagegen sind im Norden und im Nordosten weder ausgeprägte räumliche Muster der Eishöhenänderung noch große Änderungen im Fließregime erkennbar.

8.2 Regionen Grönlands

Die Änderungen der Fließgeschwindigkeit und der Frontlage grönländischer Gletscher weisen weder ein zeitlich noch räumlich einheitliches Muster auf. Zwar zeigen die Gletscher Nord- und Nordost-Grönlands über weite Küstenabschnitte keine signifikanten Änderungen, doch lässt sich in allen anderen Regionen nur schwer ein einheitliches Verhalten beobachten. In manchen Regionen können benachbarte Gletscher teilweise eine völlig entgegengesetzte Gletscherdynamik aufweisen. Auch bestehen große Unterschiede im zeitlichen Beginn, in der Dauer und im Ende von Beschleunigungsphasen bzw. Zeiten eines verlangsamten Eisflusses.

Die folgenden Unterabschnitte sollen ein detailliertes Bild über das individuelle Verhalten der Ausflussgletscher in den sieben geografischen Regionen Grönlands geben. Insbesondere wird ein Überblick über die Gletschergeschwindigkeit, deren zeitliche Änderung und die Variation der Gletscherlänge gegeben. Zudem werden Wechselwirkungen zwischen den Veränderungen des Fließregimes und der Frontlage untersucht sowie das Verhalten des Gletschers zu seiner Nachbarschaft diskutiert.

8.2.1 Nordwest-Grönland

Das Gebiet Nordwest-Grönlands erstreckt sich von $72,5^\circ\text{N}$ bis 78°N und ist von einer Vielzahl schnell fließender sowie dicht nebeneinander liegender Ausflussgletscher geprägt (siehe Abbildung 8.3). Von den reichlich 50 untersuchten Gletschern werden wenige lokale Gletscher im Norden von kleineren Eiskappen gespeist. Mit Ausnahme des äußersten Nordwestens befinden sich auf dem gesamten Küstenabschnitt nur wenige eisfreie Bereiche. In einigen Gebieten konnten aufgrund fehlender kontrastreicher Bildtextur

keine Fließgeschwindigkeiten abgeleitet werden. Im Wesentlichen betrifft dies das Steensby-Land, den Küstenstreifen zwischen Prudhoe-Land und dem Humboldt-Gletscher sowie das Gebiet westlich der Melville Bugt bis hin zu Kap York.

Die Fließgeschwindigkeiten der Ausflussgletscher weisen häufig hohe Werte von über 5 m/Tag auf, welche auf die verhältnismäßig hohen Akkumulationsraten zurückzuführen sind (Joughin u. a., 2010a). Fast alle Gletscher in Nordwest-Grönland haben sich im letzten Jahrzehnt zurückgezogen und beschleunigt. Dabei zeigten die Ergebnisse von Rignot und Kanagaratnam (2006), dass die größten Änderungen 2004/2005 begannen. Die im Zeitraum 2003–2009 ermittelte Eismassenänderung entspricht mit -57 Gt/Jahr etwa einem Viertel des gesamtgrönländischen Massenverlustes (Sasgen u. a., 2012).

Im Vergleich zu Ost-Grönland besitzt Nordwest-Grönland für die Zeit vor der Satellitenära deutlich bessere Beobachtungsdaten. Dies liegt zum Großteil an den von der U. S.-Küstenwache im Rahmen des IIP (*International Ice Patrol*) durchgeführten Aufklärungsfahrten. Diese im Jahre 1928 begonnenen und bis in die späten 1970er Jahre fortgeführten Fahrten umfassten die Beobachtung der Gletscherfrontlagen sowie die Abschätzung der Kalbeisproduktion zahlreicher großer Ausflussgletscher (Kollmeyer, 1980). Die Ergebnisse der Wiederholungsmessungen zeigten schon damals für den Großteil der Gletscher einen Frontrückzug (ebd.).

Eine Übersicht aller ermittelten Geschwindigkeitsänderungen gibt Abbildung 8.3. Für ausgewählte Gletscher sind zusätzlich die mittleren jährlichen Änderungen für die Zeiträume 1999–2003, 2004–2007 und 2008–2012 angegeben. Nachfolgend werden die wesentlichen Ergebnisse aller untersuchten Gletscher zusammengestellt. Eine umfangreichere Untersuchung der beobachteten Veränderungen wurde am Harald Moltke Bræ und am Upernavik Isstrøm vorgenommen.

Inglefield Bredning und Granville-Fjord

Der größte Ausflussgletscher im Inglefield Bredning ist mit 7,5 km Frontbreite der Heilprin-Gletscher. Obwohl er sich in den letzten zwölf Jahren 1,8 km zurückzog, weist er über diesen Zeitraum neben kleinen saisonalen Variationen keine langfristige Geschwindigkeitsänderung auf. Dagegen zeigt der wenige Kilometer nördlicher gelegene Tracy-Gletscher gravierende Änderungen. Noch 1947 reichte seine Front an die über 10 km westlich befindliche Josephine Peary Ø heran (Kollmeyer, 1980). Nach Abbruch seiner Gletscherzunge im Jahre 2000 (Sakakibara und Sugiyama, 2011) setzte sich bis heute der Rückzug über weitere 3 km nach Osten fort und beschleunigte sich mit $0,12 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$. Gleichzeitig löste sich die ehemals mit dem Tracy-Gletscher koaleszierende Gletscherfront des Farquhar-Gletschers (Dawes und van As, 2010).

Ein vergleichbares, jedoch abgeschwächtes Verhalten zeigen die im nördlichen Teil der Hayes-Halbinsel gelegenen Hubbard-, Hart-, Sharp- und Melville-Gletscher. Alle vier Gletscher weisen ein gleichmäßiges Rückzugsverhalten zwischen 17 und 35 m/Jahr bei einer geringeren Beschleunigung der Fließgeschwindigkeit von $0,1 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$ auf. Westlich des Hubbard-Gletschers zeigen der Bowdoin- und der Verhoeff-Gletscher keine signifikanten Änderungen in der Fließgeschwindigkeit. Ein ebenfalls stabiles Verhalten besitzen der im Südosten des Inglefield Bredning befindliche Leidy-Gletscher sowie der Marie-Gletscher und der Sermiarssupaluk im Olrik-Fjord.

Einer der wenigen vorstoßenden Gletscher ist der im Granville-Fjord gelegene Berlingske Bræ (ebd.). Historische Aufnahmen belegen einen stetigen Vorstoß seit 1916 (ebd.), der auch in aktuellen Landsat-Aufnahmen erkennbar ist. Zwischen 1987 und 2011 weiteten sich Teile der Gletscherfront zirka 1,1 km in den Granville-Fjord aus. Ungeachtet des Vorstoßes beschleunigt sich der Gletscher jährlich etwa um

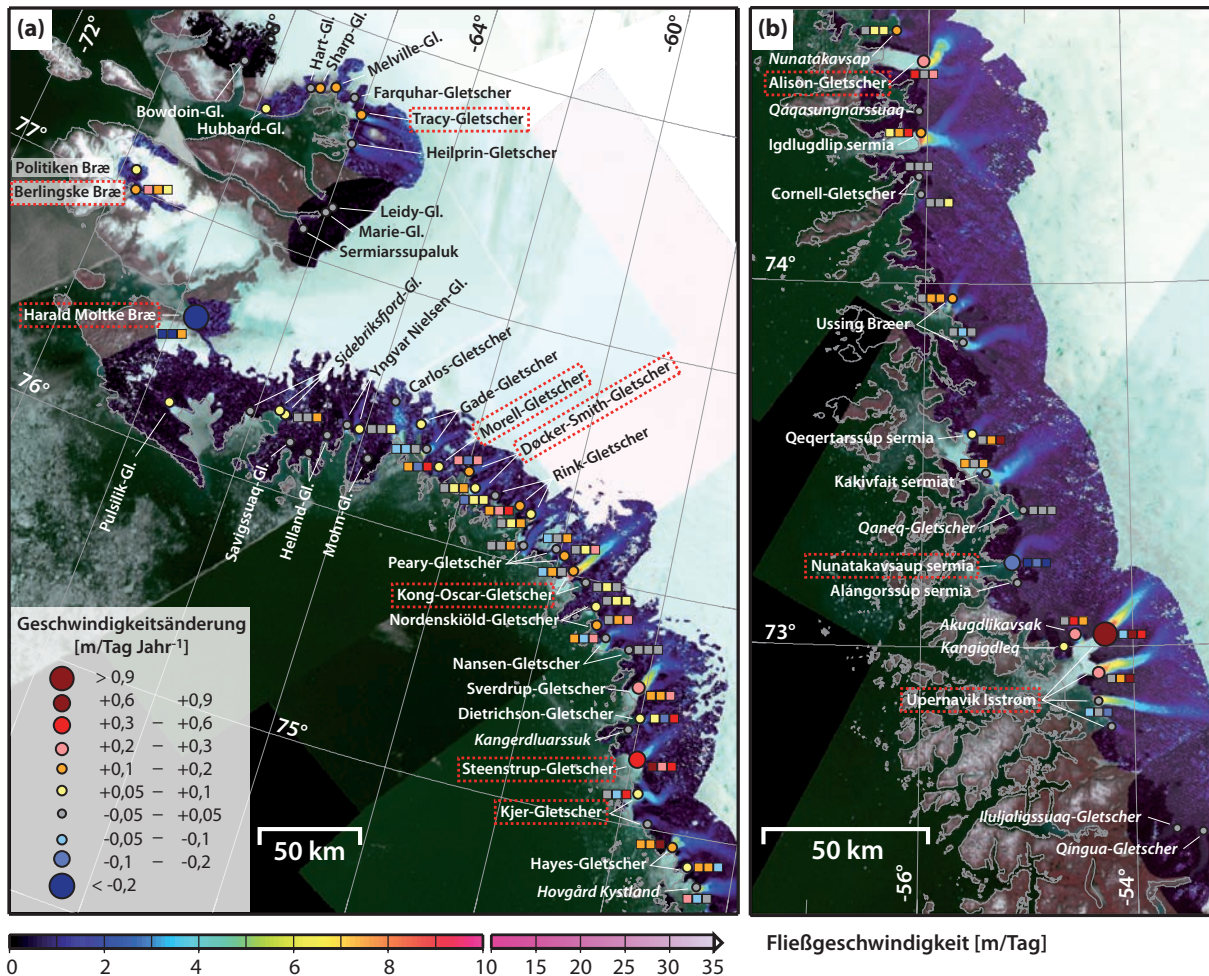


Abbildung 8.3: Änderung des Fließregimes in Nordwest-Grönland für die Bereiche zwischen (a) 74,5°N–78°N und (b) 72,5°N–74,5°N. Die einzelnen gefüllten Kreise zeigen farbcodiert die jährliche mittlere Geschwindigkeitsänderung. Für die Zeiträume 1999–2003, 2004–2007 und 2008–2012 sind die mittleren Geschwindigkeitsänderungen mit farbigen Quadraten angezeigt (von links nach rechts). Jene Gletscher, die keinen offiziellen Namen haben, wurden nach benachbarten Landmarken benannt und sind kursiv gekennzeichnet. Die rot eingerahmten Gletscher werden im Text näher untersucht. Als Hintergrundbild dient das GLS2010-Landsat-Mosaik (ESRI, 2013). Das dargestellte Geschwindigkeitsmosaik ist aus einem Stapel mediangefilterter Geschwindigkeitsfelder des Zeitraums 2010–2012 zusammengesetzt. In dieser Darstellung wurden noch vorhandene Ausreißer nachträglich manuell eliminiert.

0,1 m/Tag. Im Gegensatz dazu befindet sich der am Westende des Fjordes gelegene Politiken Bræ bei stabiler Fließgeschwindigkeit von 1,6 m/Tag auf dem Rückzug.

Harald Moltke Bræ

Der im Wolstenholme-Fjord gelegene Harald Moltke Bræ gehört zu den *Surge*-Gletschern und ist von episodischen Geschwindigkeitsänderungen im Bereich von 0,08 m/Tag bis 4,8 m/Tag charakterisiert (Mock, 1966). Das Einzugsgebiet dieses an seiner Front 6 km breiten und 400 m dicken Gletschers gehört nicht, wie ursprünglich angenommen, zum Grönländischen Eisschild, sondern wird von einer lokalen Eiskappe gespeist (Rignot u. a., 2001). Historische Aufzeichnungen von Wright (1939) und Mock (1966) über die Frontlage und die Fließgeschwindigkeit dokumentieren *Surge*-Ereignisse des Gletschers in den Jahren 1926–1928 und 1956–1958. Ein weiteres *Surge*-Ereignis im Jahre 2005, das auch in den Landsat-

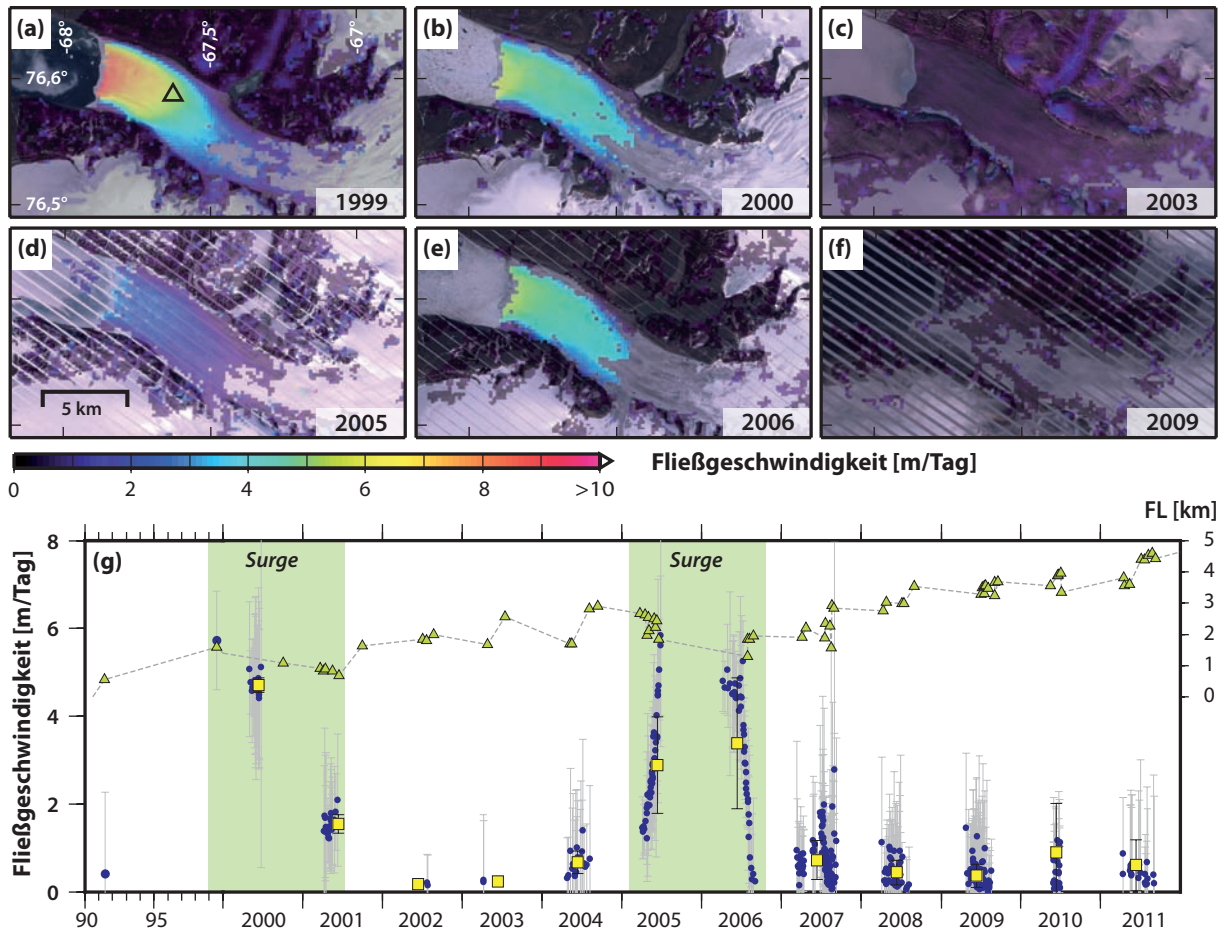


Abbildung 8.4: Surge-Verhalten des Harald Moltke Bræ. Ausgewählte Geschwindigkeitsfelder verschiedener Beobachtungsjahre zeigen identifizierte Surge-Ereignisse (a, b, d, e) mit hohen Fließgeschwindigkeiten, die sich mit Ruhephasen (c, f) abwechseln. (g) Fließgeschwindigkeit (blaue Kreise) sowie Mittelwert aller bestimmten Geschwindigkeiten eines Jahres (gelbe Quadrate) für eine Position im Frontbereich (schwarzes Dreieck in a). Im Zeitraum 1999-2011 ist zusätzlich die relative Frontposition (grüne Dreiecke) entlang des Zentralprofils eingezeichnet. Positive Werte der Frontlage (FL) kennzeichnen einen relativen Frontrückzug. Die ungefähre Dauer eines Surge-Ereignisses ist grün markiert.

Geschwindigkeitsfeldern nachweisbar ist, wurde von Rignot und Kanagaratnam (2006) identifiziert (siehe Abbildung 8.4). Die in den Jahren 1999/2000 beobachteten hohen Fließgeschwindigkeiten lassen ebenfalls auf ein Surge-Ereignis schließen.

Einen detaillierteren Einblick in das Verhalten der Frontlage und der Fließgeschwindigkeit der letzten Dekade gibt Abbildung 8.4. Deutlich zu erkennen sind die beiden Surge-Ereignisse in den Jahren 1999 und 2005. Während dieser Zeit werden in 5 km Entfernung von der Gletscherfront Geschwindigkeiten von annähernd 6 m/Tag erreicht. Diese können im unmittelbaren Frontbereich auf bis zu 9,5 m/Tag ansteigen, während der Gletscher in seinen Ruhephasen nur durchschnittlich mit $0,5 \pm 0,2$ m/Tag fließt. Innerhalb weniger Jahre kann sich somit die Fließgeschwindigkeit fast verzwanzigfachen.

Eine gute Dokumentation des Surge-Ereignisses im Jahre 2005/2006 gibt Abbildung 8.4g. Erste Anzeichen einer Beschleunigung sind schon im Sommer des Jahres 2004 nachweisbar. Im Laufe des Jahres 2005 erfolgt danach ein abrupter Anstieg der Fließgeschwindigkeit von 1,4 m/Tag im März auf 5,8 m/Tag im Juli. Im

darauffolgenden Jahr verlangsamt sich der Gletscher auf den in der Ruhephase typischen Wert, den der Gletscher bis heute beibehalten hat.

Die Geschwindigkeitsänderungen während eines *Surge*-Ereignisses werden in der Regel von einem Vorstoß der Gletscherfront begleitet. Dies trifft auch für das *Surge*-Ereignis im Jahre 2005 zu. Ungeachtet der Vorstoßphasen befindet sich der Harald Moltke Bræ seit den ersten Beobachtungen aus dem Jahre 1916 auf dem Rückzug. Im Zeitraum 1976–2012 beträgt der aus Landsat-Bildern ermittelte Frontrückzug etwa 190 m/Jahr.

Lauge Koch Kyst

Das Westende der Lauge Koch Kyst zwischen Kap York und Meteor Bugt besitzt eine Vielzahl von kleineren Gletschern mit langgezogenen, südlich ausfließenden Gletscherzungen. Der Großteil dieser Gletscher, u. a. der Pulsilik-Gletscher, der Helland-Gletscher, der Yngvar-Nielsen-Gletscher sowie die Gletscher im Sidebriksfjord, fließt mit etwa 1 bis 3 m/Tag und weist eine Beschleunigung der Fließgeschwindigkeit von bis zu 50 % auf. Diese Beschleunigung im Frontbereich ist hauptsächlich auf den im Jahre 2008 beginnenden starken Geschwindigkeitsanstieg zurückzuführen. Der langsam fließende Savigssuaq-Gletscher, der Mohn-Gletscher sowie einige kleinere Gletscher zeigen keine Änderungen im Fließregime.

Begünstigt durch das flache Relief reihen sich entlang der Melville Bugt zahlreiche Ausflussgletscher, die hohe Fließgeschwindigkeiten aufweisen. Mit einer zeitlich stabilen Fließgeschwindigkeit von über 5 m/Tag besitzt der Gade-Gletscher (76°20' N) einen für diese Breite ungewöhnlich hohen Eismassenausstoß von 9,8 km³/Jahr (Weidick, 1995). Im Vergleich dazu weisen der benachbarte Morell-Gletscher sowie der Døcker-Smith-Gletscher mit 2,6 km³/Jahr eine deutlich kleinere Kalbeisproduktion auf (ebd.). Allerdings zeigen beide Gletscher ein hinsichtlich der Frontlage und der Fließgeschwindigkeit auffälliges dynamisches Verhalten. Zwischen 2002 und 2004 brach ein 4,8 km langer Teil der Gletscherzunge am Døcker-Smith-Gletscher ab. Daraufhin blieb die Frontlage bis Mitte 2012 stabil, ehe sie im August 2012 um einen weiteren Kilometer zurückwich. Auch der Morell-Gletscher zeigt ein vergleichbares Frontlageverhalten mit einer Rückzugsgeschwindigkeit von 135 m/Jahr. Das Verhalten der Fließgeschwindigkeit beider Gletscher ist zur Frontlageänderung konträr. Einer Beschleunigungsphase zwischen 2000 und 2004 folgte eine Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit bis 2007. Seit dieser Zeit beschleunigen sich beide Gletscher erneut.

Eine Beschleunigung der Frontgeschwindigkeit seit 2007/2008 ist an allen drei Ausflüssen des Rink-Gletschers und am Peary-Gletscher zu beobachten. Der Hauptausfluss des Rink-Gletschers erfuhr im Jahre 2005 einen abrupten Abbruch der Gletscherfront von etwa 2,5 km. Die Front des Peary-Gletschers zog sich zwischen 2010 und 2011 um etwa 1,2 km zurück. Mit einer maximalen Geschwindigkeit von etwa 10 m/Tag (Juli) ist der Kong-Oscar-Gletscher der schnellste Gletscher im Bereich der Melville Bugt. Bevan u. a. (2012) beobachteten ein stabiles Fließverhalten zwischen 1985 und 2007. Eine Verlängerung der Zeitreihe offenbart jedoch eine deutliche Zunahme der Fließgeschwindigkeit des Hauptausflusses seit 2006. Dieses Verhalten ist abgeschwächt auch am Nordenskiöld-Gletscher zu beobachten, während eine leichte Beschleunigung am Nansen-Gletscher erst 2008 einsetzt.

In der Duneira Bugt nördlich der Tugtulligssuaq-Halbinsel befinden sich mit dem Sverdrup- und dem Dietrichson-Gletscher zwei weitere schnell fließende Ausflussgletscher. Nach einer Phase stabiler Frontgeschwindigkeiten zwischen 1999 und 2003 verzeichnete der Sverdrup-Gletscher innerhalb eines Jahres einen sprunghaften Anstieg von 4,4 auf 5,6 m/Tag bei gleichzeitigem Verlust eines etwa 1,8 km langen Frontabschnitts. Eine ebenfalls drastische Beschleunigung um jährlich etwa 0,5 m/Tag erfuhr der Dietrichson-

Gletscher nach einer vierjährigen Phase verlangsamten Fließens zwischen 2008 und 2011. Dabei veränderte sich die Frontlage über den gesamten Beobachtungszeitraum zwischen 1978 und 2012 mit -29 ± 3 m/Jahr nur leicht.

Einer der bedeutendsten Kalbeisproduzenten entlang der Lauge Koch Kyst ist mit $7,9 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ der Steenstrup-Gletscher (Weidick, 1995; Dawes und van As, 2010). Er bildet zusammen mit dem südlicher gelegenen Kjer-Gletscher eine rund 60 km lange, durchgehende Gletscherfront. Seit den ersten Beobachtungen im Jahre 1916 zog sich der Steenstrup Bræ um etwa 25 km zurück (Dawes und van As, 2010). Allein in den letzten zwölf Jahren konnte ein Frontrückgang von über 4 km (360 m/Jahr) bestimmt werden. Der Frontrückgang wird von einer starken Beschleunigung von über $0,3 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$ des Gletschers begleitet. Daneben zeigt der Gletscher eine ausgeprägte saisonale Geschwindigkeitsvariation mit einem Maximum im Juli, das mit der maximalen Monatsmitteltemperatur korreliert (van As, 2011). Der über Jahrzehnte stabil liegende Kjer-Gletscher beschleunigt sich seit dem Kontaktverlust zur Insel *Red Head* im Jahre 2005 (ebd.) und zieht sich dabei mit etwa 90 m/Jahr zurück. Weiter im Süden zeigen die Ausflüsse des Hayes-Gletschers trotz andauerndem Rückzug nur einen geringen Anstieg der Fließgeschwindigkeit. Dagegen ist der schnell fließende Ausflussgletscher im Bereich des Hovgård Kystlands von einem stabilen Fließregime gekennzeichnet.

Eine markante Abbruchgeschichte besitzt der zwischen den Halbinseln Nunatakavsaup und Wandel-Land fließende, 5 km breite Alison-Gletscher (*Nunatakavsaup sermia*). Seit 1999 verlagerte sich die Gletscherfront um über 14 km ($1,2 \text{ km/Jahr}$) ins Inland. McFadden u. a. (2011) beobachteten zwischen 2000 und 2005 einen Anstieg der Eisbewegung um 80 %, dem eine stabile Phase bis 2009 folgte. Abgeleitete Geschwindigkeiten aus Landsat-Aufnahmen in den Jahren 2010 und 2011 zeigen danach eine erneute Beschleunigung, die im darauffolgenden Jahr wieder auf das Niveau von 2009 abfiel. Eine stete Beschleunigung von $0,14 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$ bei annähernd stabiler Frontlage zeigt der von drei Zuflüssen gespeiste und 20 km südlicher gelegene Igdlugdliip sermia.

Übereinstimmend mit den Ergebnissen von Joughin u. a. (2010a) weisen südlich des Igdlugdliip sermia bis zum Nunatakavsaup sermia annähernd alle Gletscher nur geringe Änderungen der Eisbewegung auf. Dies betrifft den Cornell-Gletscher, den Ussing Bræer, den Qaneq-Gletscher und die beiden Ausflüsse des Giesecke Bræer: Qeqertarsûp sermia sowie Kakivfait sermiat. Der Qeqertarsûp sermia beschleunigte abrupt um $0,8 \text{ m/Tag}$ im Zeitraum 2008–2009 bei gleichzeitigem Frontrückzug zwischen 50 und 100 m/Jahr , während der Kakivfait sermiat im Jahre 2011 über einen Kilometer seiner Gletscherfront verlor. Eine große Ausnahme des allgemeinen Beschleunigungsmusters in Nordwest-Grönland bildet der Nunatakavsaup sermia. Dieser Gletscher verringerte seine Fließgeschwindigkeit zwischen 2000 und 2006 um 40 % (ebd.). In der Folge beschleunigte der Gletscher leicht, fließt aber bis heute mit einer im Vergleich zum Jahre 2000 um 30 % reduzierten Geschwindigkeit von 4 m/Tag .

Upernavik Isstrøm

Der Upernavik Isstrøm ist mit $8,1 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ einer der mächtigsten Kalbeisproduzenten in Nordwest-Grönland (Rignot und Kanagaratnam, 2006). Das heute aus mehreren, nicht zusammenhängenden Ausflüssen bestehende Gletschersystem war noch zwischen 1849 und 1986 ein geschlossener Eisstrom (Kollmeyer, 1980). Abbildung 8.5 gibt einen Überblick über den Zerfall des kleinen Schelfeises in den letzten 150 Jahren. Untersuchungen von Weidick (1995) belegen, dass die Front seit der kleinen Eiszeit etwa 20 km zurückgewichen ist. Den größten Veränderungen unterlag vor allem der nordwestlich gelegene Hauptstrom (Position 4 in Abbildung 8.5a). Im Zeitraum 2004–2008 verdoppelte der Gletscher seine Fließgeschwindigkeit von $7,5 \text{ m/Tag}$ auf 15 m/Tag (siehe Abbildung 8.5c). Etwa drei Jahre verzögert folgte in den Jahren 2007/2008

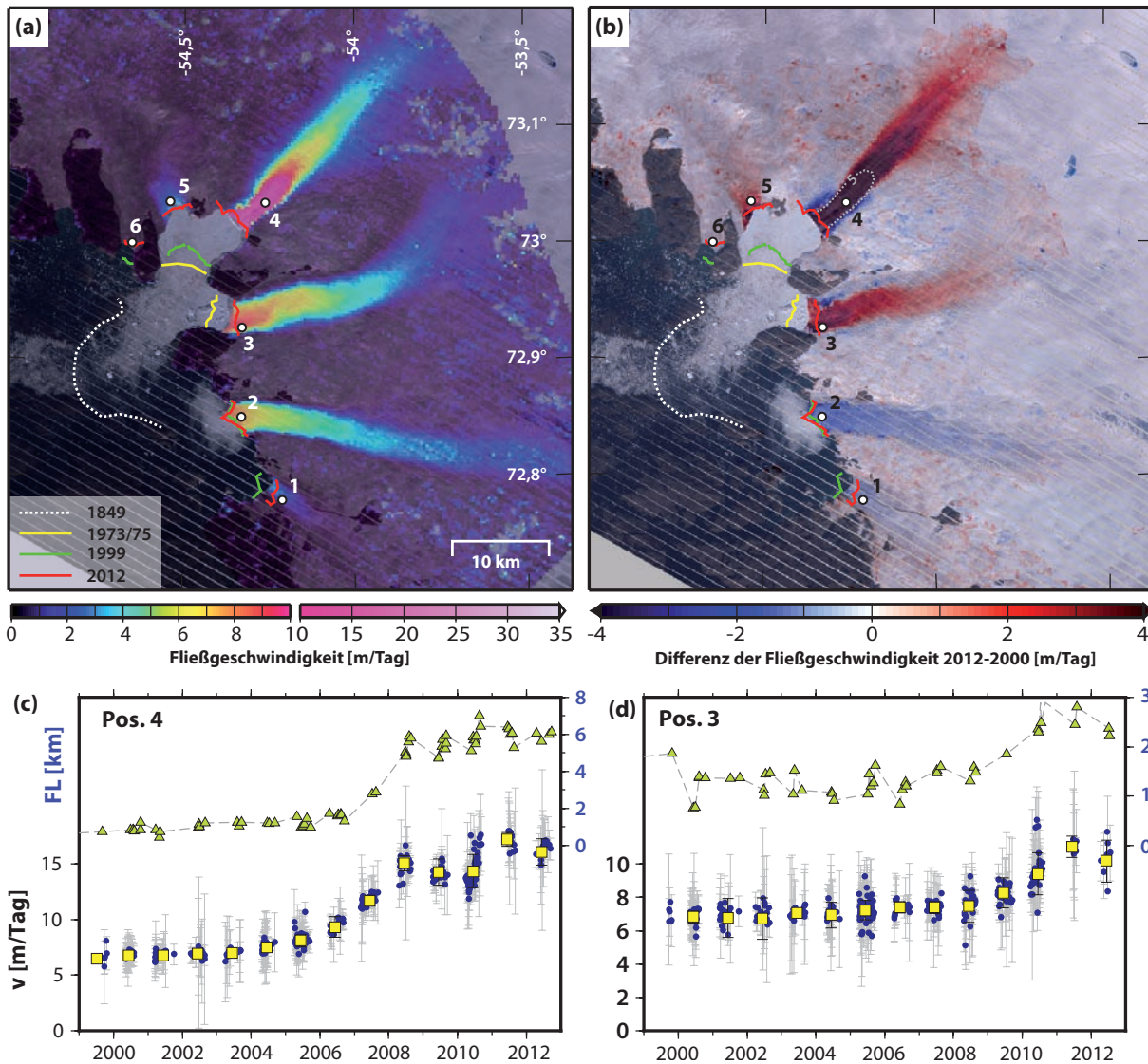


Abbildung 8.5: Frontlage- und Fließgeschwindigkeitsänderungen der Ausflussgletscher im Upernavik Isfjord. (a) Mittlere Fließgeschwindigkeiten im Jahre 2009 der Ausflussgletscher. Zusätzlich dargestellt sind die abgeleiteten Frontlagen der Jahre 1849, 1973/1975, 1999 und 2012. Die historische Frontlage von 1849 (weiß gestrichelt) ist aus Kollmeyer (1980) entnommen. (b) Differenz der Fließgeschwindigkeiten der Jahre 2012 und 2000. Relative Frontlage (Dreiecke) und Fließgeschwindigkeit (blaue Punkte) über den Zeitraum 1999–2012 für (c) Position 4 und (d) Position 3. Die gelben Quadrate stellen darin die Mittelwerte aller bestimmten Geschwindigkeiten eines Jahres dar. Positive Werte der Frontlage (FL) kennzeichnen einen relativen Frontrückzug.

ein etwa 4 km langer Frontabbruch. Danach stabilisierte sich sowohl die Fließgeschwindigkeit als auch die Frontlage. Seit 2010 beschleunigt sich der Gletscher bei konstanter Frontlage nur langsam.

Bemerkenswert ist, dass die Ausflüsse des Upernavik Isstrøms ein voneinander abweichendes Fließverhalten sowohl hinsichtlich Betragsänderung als auch bezüglich des zeitlichen Verlaufs zeigen. Illustriert wird dies in Abbildung 8.5b, die die absolute Änderung der Fließgeschwindigkeit zwischen 2000 und 2012 zeigt. Während die Ausflüsse 3–6 im Untersuchungszeitraum beschleunigen, verringert sich im selben Zeitraum die Fließgeschwindigkeit an den Ausflüssen 1 und 2.

Aber auch zwischen den Ausflüssen, die ein beschleunigtes Fließverhalten aufweisen, bestehen Unter-

schiede im zeitlichen Verlauf. Ein Vergleich der Fließgeschwindigkeiten an den Positionen 3 und 4 (siehe Abbildungen 8.5c und 8.5d) lässt erkennen, dass der Beschleunigungsanfang der nur 12 km voneinander entfernten Punkte fünf Jahre versetzt stattfindet. Position 3 wies bis 2009 eine annähernd konstante Fließgeschwindigkeit auf. Im Zeitraum 2009–2011 stieg die Fließgeschwindigkeit und fällt seitdem wieder leicht ab. Die Frontlage verhält sich dazu synchron. Während der Beschleunigungsphase zieht sich der Gletscher zurück und stößt für die Dauer verringerter Fließgeschwindigkeit vor.

Im unteren Bereich des Gletschers ermittelten Nielsen u. a. (2012) über den Zeitraum 2005–2011 aus ICESat- und SPOT5-Daten eine Eismassenänderung von -6,7 Gt/Jahr und eine Höhenänderung von bis zu 40 m/Jahr. Den Eismassenverlust über das gesamte Einzugsgebiet schätzen Khan u. a. (2013) auf -72,3 Gt/Jahr, wovon 79 % eisdynamischen Reaktionen zugeschrieben werden. Als Auslöser dafür werden die relativ warmen Luft- und Wassertemperaturen vermutet (ebd.).

8.2.2 Zentralwest-Grönland

Die Region Zentralwest-Grönlands erstreckt sich über einen etwa 450 km langen Küstenstreifen von 68,25°N bis 72°N und besitzt im Gegensatz zu Nordwest-Grönland einen bis über 150 km ins Inland reichenden, weitestgehend eisfreien Küstenstreifen. Das stark glazial geprägte Relief besteht im nördlichen Teil aus über 2000 m hohen Gebirgszügen und geht südlich der Halbinsel Nuusuaq in relativ niedrige (400–800 m) Höhenzüge über. Die gesamte Region ist durch ein weitreichendes Fjordsystem zerschnitten, an dessen Fjordenden in der Regel mächtige, schnell fließende Ausflussgletscher lagern (Stäblein, 1975). Viele dieser Ausflussgletscher besitzen eine hohe Kalbeisproduktion von über 10 Gt/Jahr mit einer nach Süden stark abnehmenden und weit ins Inland reichenden negativen OMB (Rignot und Kanagaratnam, 2006; van den Broeke u. a., 2009). Obwohl Zentralwest-Grönland nur einen etwa 450 km langen Küstenabschnitt umfasst, tragen die beobachteten großen Änderungen innerhalb der letzten zwei Dekaden entscheidend zum Anstieg des gesamten grönländischen Eismassenverlustes bei.

Die Geschwindigkeitsänderungen der Ausflussgletscher über den Beobachtungszeitraum von 1999–2012 sind in Abbildung 8.6 dargestellt. Für die in diesem Gebiet überwiegend als Gezeitengletscher auftretenden Ausflussgletscher werden im Folgenden interannuale und saisonale Variationen im Fließregime einerseits und Beginn und Ende längerfristiger Beschleunigungsphasen andererseits untersucht.

Zwischen Svartenhuk Halvø und Nuusuaq-Halbinsel

Die von mächtigen Bergflanken umgebenen und in schmalen, 3 bis 4 km breiten Fjorden gelegenen Gletscher Íngia Isbræ und Umiámáko Isbræ verdoppelten im Zeitraum 1999–2010 ihre Fließgeschwindigkeiten (Howat u. a., 2010). Nach einer bis 1973 nachweisbar stabilen Phase der Gletscherfronten folgte seit Mitte des Jahres 2003 ein kontinuierlicher Rückzug beider Gletscher. Seit etwa 2009 wurden keine großen Frontvariationen an diesen Gletschern beobachtet. Dieses einheitliche Verhalten der Frontposition ist jedoch nicht an die Veränderung der Fließgeschwindigkeit gekoppelt. Während der Umiámáko Isbræ sich zwischen 2004 und 2009 um 0,3 m/Tag Jahr^{-1} beschleunigte und sich seitdem verlangsamt, zeigt der Íngia Isbræ nach einer langen stabilen Phase erst seit 2008 eine bis heute andauernde starke Beschleunigung von über 0,7 m/Tag Jahr^{-1} .

Weiter südlich befindet sich der Rink Isbræ seit über vier Jahrzehnten in einem stabilen Zustand (Bauer, 1968; Kollmeyer, 1980; Joughin u. a., 2010a). Bei einer mittleren Fließgeschwindigkeit von etwa 12 m/Tag oszilliert er mit einer großen saisonalen Amplitude von >1 m/Tag mit einem Maximum zwischen Juli

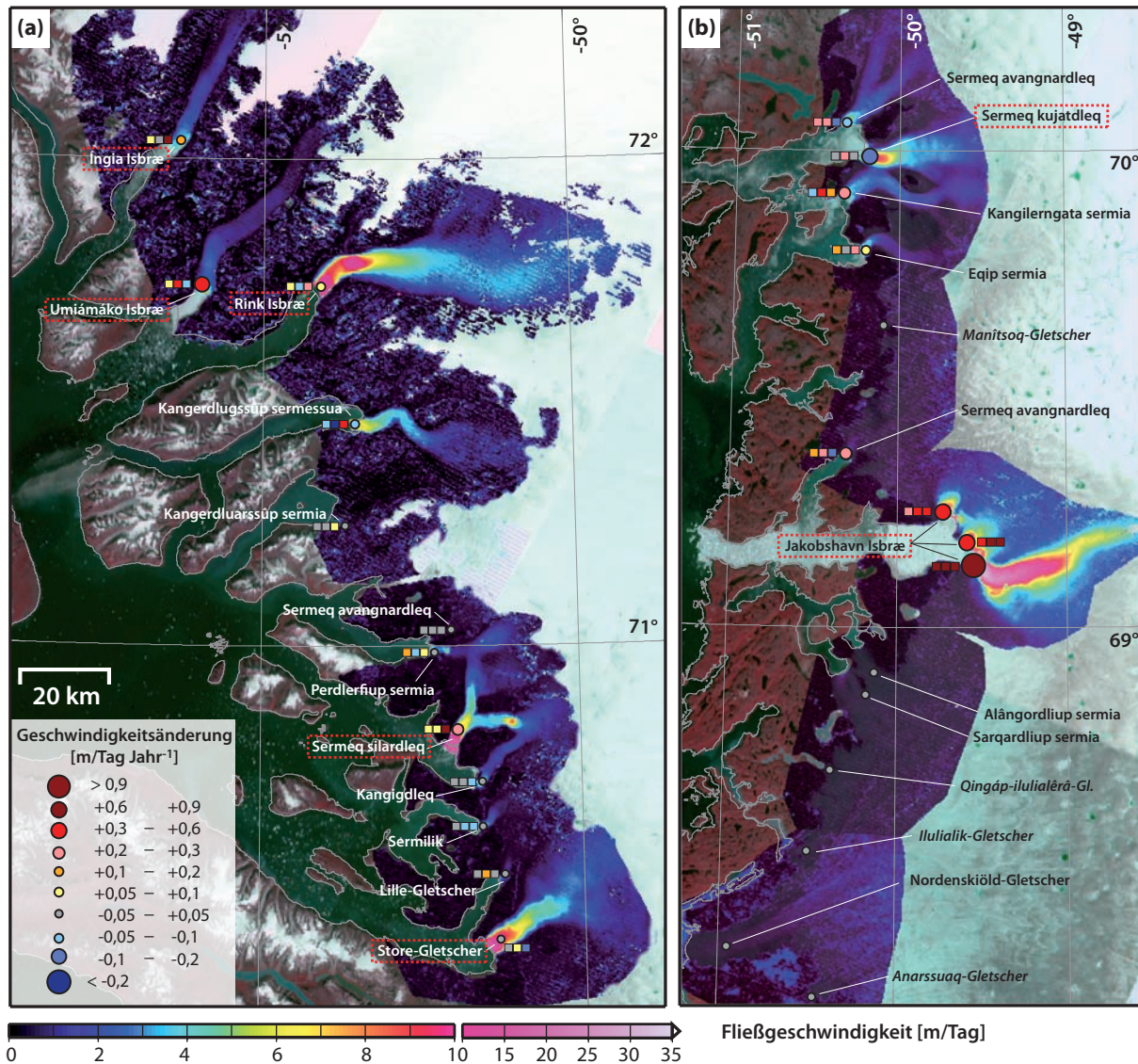


Abbildung 8.6: Änderung des Fließregimes in Zentralwest-Grönland für den Bereich zwischen (a) 70,25°N–72,3°N und (b) 68,2°N–70,3°N. Symbolik analog zu Abbildung 8.3.

und August. Im gleichen Rhythmus variiert auch seine Frontposition, die im Laufe eines Jahres ± 500 m um eine mittlere stabile Position schwankt (Howat u. a., 2010; Bevan u. a., 2012). Eine ebenfalls große saisonale Variation der Fließgeschwindigkeit kennzeichnet den Kangerdlugssúp sermessua, der sich im Zeitraum 1999–2007 um etwa 0,1 m/Tag verlangsamte und dabei einen leichten Vorstoß der Gletscherfront verzeichnete. Seit dem Jahre 2008 befindet sich dieser Gletscher in einer Beschleunigungsphase.

Südlich des Kangerdlugssúp sermessua zeigen bis auf den Sermeq silardleq alle großen Ausflussgletscher nördlich der Nuusuaq-Halbinsel keinen oder nur einen geringen Anstieg ihrer Fließgeschwindigkeit. Dies umfasst die Gletscher Kangerdluarssúp sermia, Sermeq avangnardleq, Perdlerfiup sermia, Kangigdleq, Sermilik und Lille-Gletscher (siehe Abbildung 8.6). Trotz dieser geringen Änderungen im Fließregime weisen der Kangerdluarssúp sermia (-100 m/Jahr), der Lille-Gletscher (-80 m/Jahr) und der Perdlerfiup sermia mit (-60 m/Jahr) einen Frontrückzug auf.

Der von zwei schnell fließenden Ausflusskanälen gespeiste Sermeq silardleq zeigte zwischen 1999 und 2010

trotz einer deutlichen Frontverlagerung von über 100 m/Jahr ins Inland nur einen geringfügigen Anstieg seiner Fließgeschwindigkeit. Dies änderte sich nach dem Frontabbruch auf über einem Kilometer Länge in den darauffolgenden zwei Jahren, mit dem ein Sprung der Fließgeschwindigkeit um 2 m/Tag verbunden war.

Der an der Nordflanke der Nuusuaq-Halbinsel gelegene Store-Gletscher ist der im Untersuchungsgebiet einzige Gletscher, an dem zwischen 1999 und 2012 eine Verringerung der Fließgeschwindigkeit festgestellt wurde. Auch zeigt seine über 5 km breite Gletscherfront im Untersuchungszeitraum, bis auf kleine saisonale Schwankungen, keine erkennbare Veränderung.

Disko Bugt

Die im nördlichen Bereich der Disko Bugt (Disko-Bucht) gelegenen Gletscher Sermeq avangnardleq und Sermeq kujatdleq weisen eine kontinuierliche Verringerung ihrer Frontgeschwindigkeiten auf. Zudem beobachtet man am Sermeq kujatdleq mit jährlich etwa -0,2 m/Tag eine der größten Geschwindigkeitsabnahmen in ganz Grönland. Dabei stößt er jedes Jahr um etwa 20 m vor. Der mit dem Sermeq kujatdleq auf einer Länge von 12 km koaleszierende Kangilerngata sermia besitzt ein in dieser Region ungewöhnliches Fließverhalten. Nach einer stabilen Phase zwischen 1999 und 2004 kam die Eisbewegung in den Jahren 2004/2005 nahezu zum Stillstand und stieg in den darauffolgenden Jahren um das Sechsfache auf 5,3 m/Tag. Seit 2010 verlangsamt sich dieser Gletscher erneut. Moon u. a. (2012) interpretieren dieses Verhalten als ein mögliches *Surge*-Ereignis. Über das Beobachtungsintervall 2001–2012 verlor der Gletscher über 8 km seiner Gletscherfront. Wenige Kilometer weiter südlich kalbt der Equip sermia auf einer Länge von 5,8 km. Unterbrochen von Phasen gleichmäßiger Eisbewegung beschleunigt sich der Gletscher seit 1999 jährlich um etwa 0,06 m/Tag. Neben einem sprunghaften Anstieg der Frontgeschwindigkeit mit 0,27 m/Tag Jahr⁻¹ seit 2008 verliert er kontinuierlich große Teile seiner nördlichen Gletscherzunge.

Der im Kangerlussuaq gelegene Jakobshavn Isbræ ist nicht nur einer der schnellsten und produktivsten Gletscher Grönlands, sondern unterliegt größten Veränderungen in seiner Gletscherdynamik und wird im folgenden Unterabschnitt näher untersucht. Südlich des Jakobshavn Isbræ existieren in Zentralost-Grönland nur sehr langsam fließende und meist landseitig endende Gletscher, die im Untersuchungszeitraum keine signifikante Änderung hinsichtlich ihrer Frontlage und ihres Fließregimes erfuhren (siehe Abbildung 8.6).

Jakobshavn Isbræ

Der in der Disko-Bucht gelegene Jakobshavn Isbræ besitzt ein etwa 110 000 km² großes Einzugsgebiet und ist aufgrund seiner Größe und seiner hohen Fließgeschwindigkeit von über 40 m/Tag einer der mächtigsten Ausflussgletscher der Erde (Echelmeyer u. a., 1991). Über einen vergleichsweise schmalen Ausflusskanal von etwa 10 km führt er enorme Eismassen von bis zu 46 km³/Jahr ab, die mehr als 10 % der gesamtgrönländischen Kalbeisproduktion entsprechen (Rignot und Kanagaratnam, 2006; Weidick und Bennike, 2007). Der Gletscher fließt in einem bis zu -1500 m tiefen subglazialen Trog, der weit über 70 km ins Inland reichend noch unterhalb des Meeresspiegels gelegen ist (Clarke und Echelmeyer, 1996). Auch in 50 km Entfernung von der Gletscherfront werden in diesem Trogbereich noch für einen Eisschild ungewöhnlich hohe Fließgeschwindigkeiten von mehr als 200 m/Jahr erreicht (Echelmeyer und Harrison, 1990).

Der Eisrand des Jakobshavn Isbræ zeigt große langzeitige Schwankungen. Vor etwa 10 000 Jahren befand sich die Gletscherfront am Ende des Eisfjordes und zog sich bis vor 7500 Jahren, unterbrochen von kurzen Vorstoßphasen, auf eine etwa 50 km östliche Position zurück (Young u. a., 2011). Untersuchungen von ¹⁴C- und ¹⁰Be-Datierungen belegen, dass während des mittleren Holozäns vor 7000 bis 2000 Jahren die Front und der Eisrand hinter der heutigen Front gelegen haben müssen (Weidick u. a., 1990; Young u. a., 2011).

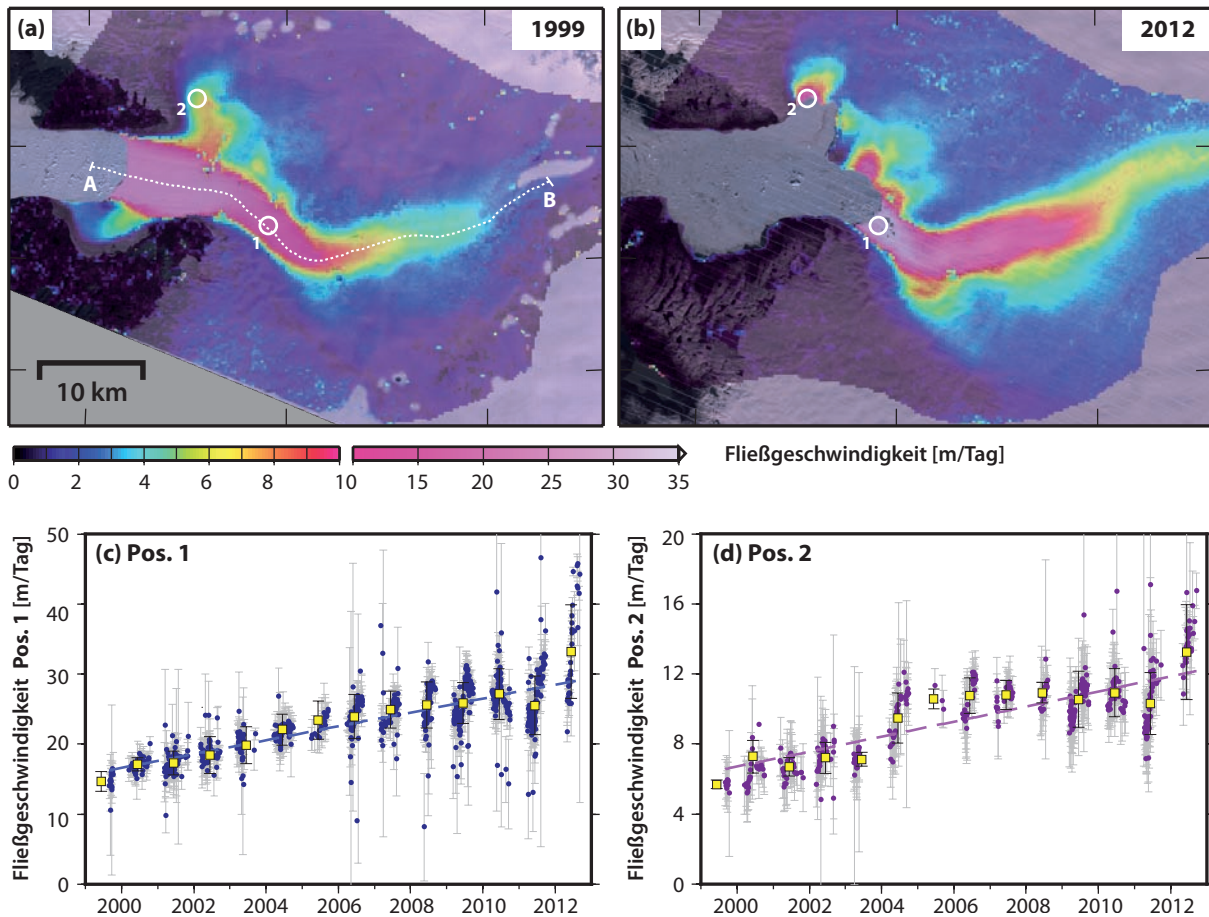


Abbildung 8.7: Mittlere Fließgeschwindigkeitsfelder am Jakobshavn Isbræ der Jahre (a) 1999 und (b) 2012. Das Profil AB der Hauptfließlinie ist als gestrichelte weiße Linie eingezeichnet. Die zeitlichen Veränderungen an den Positionen 1 und 2 sind in den beiden unteren Diagrammen aufgetragen (c, d).

In diese Zeit fällt auch die erstmalige Besiedlung Grönlands durch die Sarqaq-Kultur, die entsprechend gute klimatische Bedingungen vorfand (Weidick u. a., 1990). Der Gletscher zeigt neben diesen langzeitigen Veränderungen der Gletscherfront auch beträchtliche Frontvariationen auf kurzen Zeitskalen. Nach einem erneuten Vorstoß während der kleinen Eiszeit befand sich die Front um 1850 an einer Position etwa 35 km westlicher gegenüber der heutigen Lage (ebd.). Seit Mitte des 19. Jahrhundert befindet sich die Gletscherfront, unterbrochen von einer stabilen Phase zwischen 1950 und 2001, auf dem Rückzug (Podlech und Weidick, 2004; Weidick und Bennike, 2007).

Im Anschluss daran fand eine dramatische Veränderung des Gletschers statt, die bis heute andauert. Zwischen 2001 und 2003 erfolgte der fast vollständige Verlust der etwa 13 km langen, schwimmenden Eiszunge (Podlech und Weidick, 2004; Joughin u. a., 2008c). Begleitet wird dieser Frontrückzug sowohl von einer beschleunigten Eisbewegung als auch von einer Eishöhenabnahme von mehr als 15 m/Jahr (Joughin u. a., 2008c; Thomas u. a., 2009). Diese Änderungen sind nicht nur auf einen kleinen Bereich um die Gletscherfront beschränkt, sondern reichen weit über 30 km in das Inland (Joughin u. a., 2010a). Die Abbildungen 8.7 und 8.8 veranschaulichen die Änderungen im Fließregime zwischen 1999 und 2012. Die im Jahre 1999 noch existierende schwimmende Zunge wird im Wesentlichen von dem in West-Ost-Richtung verlaufenden Hauptstrom und dem deutlich kleineren nördlichen Eisstrom gespeist (siehe Abbildung 8.7a). Zu dieser Zeit lag die jährliche Durchschnittsgeschwindigkeit im Bereich von Position 1 bei etwa $14,6 \pm 1,4$ m/Tag, die

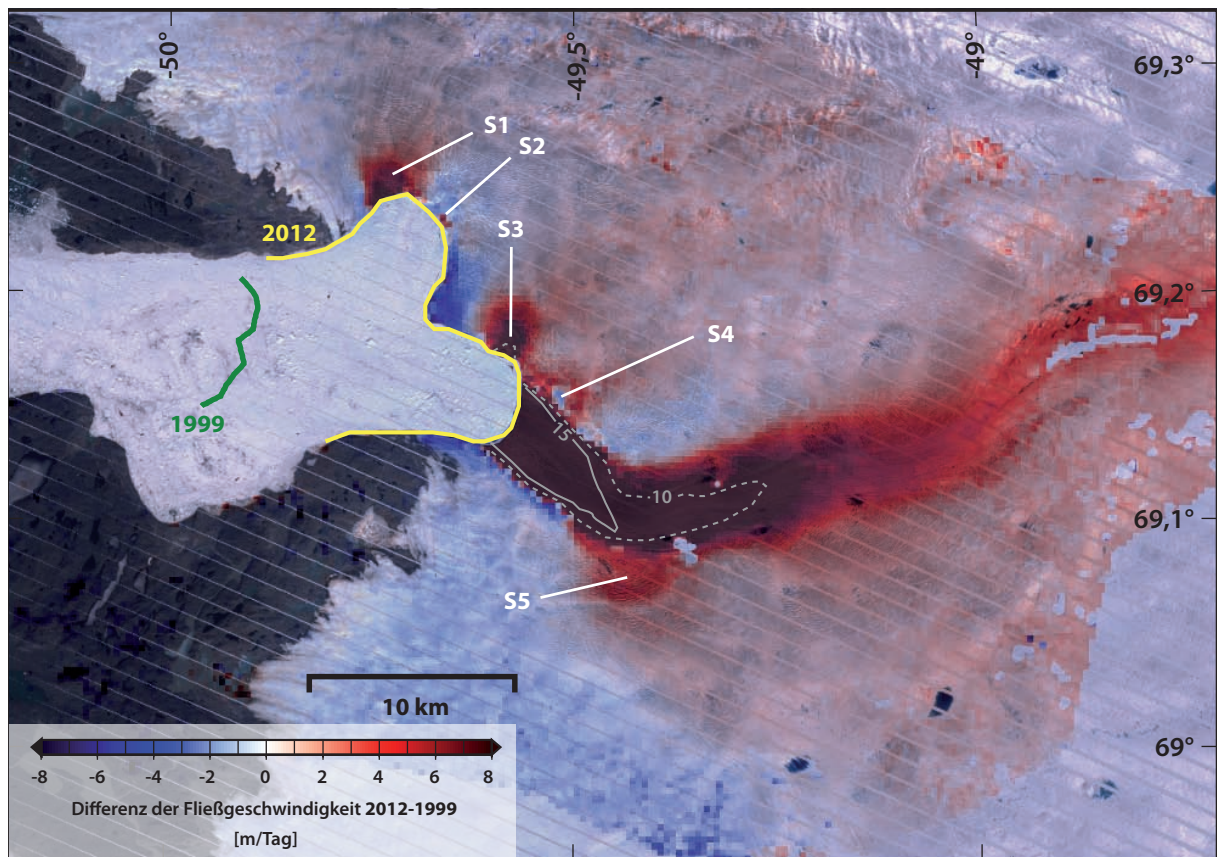


Abbildung 8.8: Differenz der Fließgeschwindigkeit des Jakobshavn Isbræ im Zeitraum 1999–2012. Die Positionen S1–S5 lokalisieren die im Text näher beschriebenen Ausflusskanäle des Gletschers.

sich in den folgenden 13 Jahren um etwa 127 % auf $33,2 \pm 6,7$ m/Tag beschleunigte. Ein ähnliches Verhalten ist am nördlichen Zufluss (Position 2) zu beobachten. Im gleichen Zeitraum fand eine Beschleunigung von ursprünglich $5,7 \pm 0,3$ m/Tag auf $13,3 \pm 2,7$ m/Tag statt.

Die Änderung im Fließregime zeigt ein ausgeprägtes räumliches Muster. Abbildung 8.8 stellt die absolute Geschwindigkeitsänderung zwischen 1999 und 2012 dar. Über den betrachteten Zeitraum beschleunigt sich der Frontbereich des Hauptstroms um über 20 m/Tag. Dies entspricht einer jährlichen Änderung von etwa 1,5 m/Tag. Mit zunehmendem Abstand von der Gletscherfront nimmt der Betrag der Beschleunigung ab. Dennoch sind über den Gesamtzeitraum Änderungen von über 10 m/Tag bis etwa 14 km von der aktuellen Frontposition nachweisbar. Daneben ist die beobachtete Beschleunigung nicht nur auf den Hauptstrom begrenzt, sondern auf den gesamten Ausflussbereich ausgedehnt. Beispielsweise beschleunigt sich der Frontbereich des nördlichen Eisstroms um jährlich ca. 0,6 m/Tag.

Weiterhin ist in Abbildung 8.8 zu erkennen, dass die Eismassen verstärkt in wenige schmale Auslaufrinnen kanalisiert werden. Während der Eisausfluss im nördlichen Bereich bis zum Jahre 2000 auf einem ausgedehnten Gebiet von etwa 20 km stattfand, existieren nunmehr vier Ausflusskanäle (S1–S4) mit einer maximalen Frontausdehnung von 5 km (S4). Die Fließgeschwindigkeit ist in diesen Bereichen stark angestiegen. Der Zentralbereich des Ausflusses S3 beschleunigte sich im Beobachtungszeitraum von 6,6 m/Tag auf 15,3 m/Tag. Auch im Bereich des Hauptstroms hat sich im Beobachtungszeitraum am Südrand ein weiterer, im Verhältnis zum umgebenden Eis schneller fließender Bereich ausgeprägt (S5). Eine mögliche

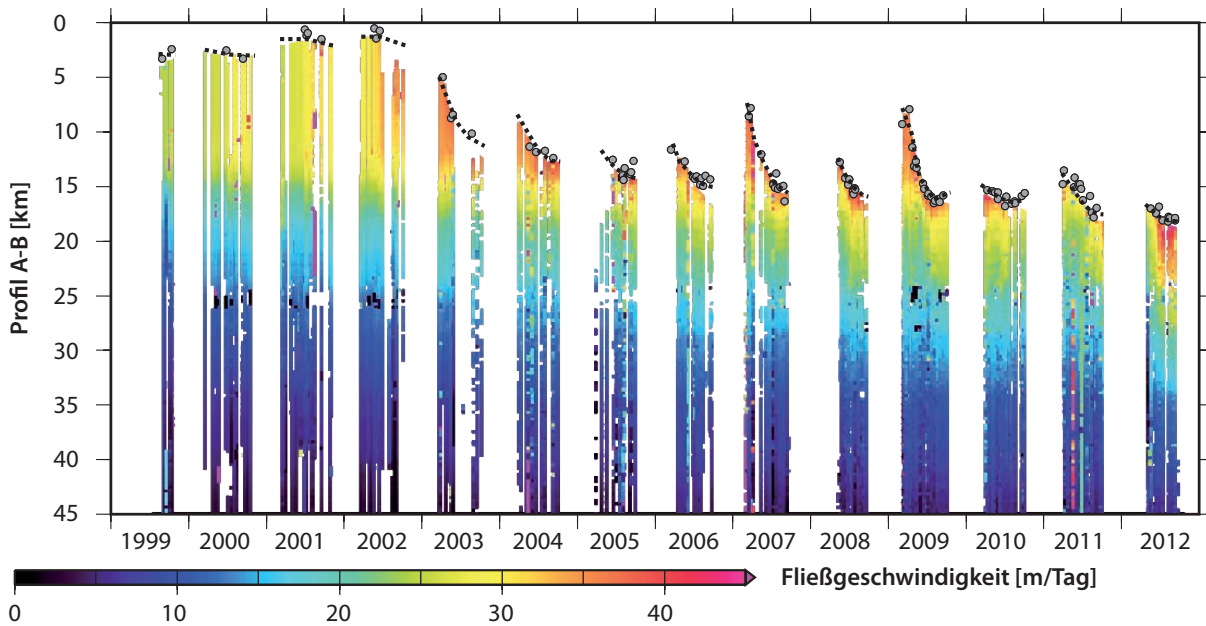


Abbildung 8.9: Saisonale Geschwindigkeitsvariation des Jakobshavn Isbræ entlang der Hauptfließlinie (Profil AB, siehe Abbildung 8.7a). Zusätzlich sind die verfügbaren, automatisch bestimmten Frontpositionen mit grauen Kreisen markiert. Die schwarze gestrichelte Linie markiert die ungefähre Frontlage in der Zeit zwischen den bestimmten Frontpositionen.

Ursache dieser veränderten Fließstruktur liegt in der reduzierten Eisdicke. Die großen Eishöhenänderungen von über 15 m/Jahr (Thomas u. a., 2009) könnten dazu führen, dass die Subglazialtopografie einen größeren Einfluss auf die Fließrichtung erlangt. Damit verbunden ist auch eine starke Verlangsamung in einigen Bereichen. Der Randbereich zwischen S1 und S2 ist von $5,0 \pm 0,3$ m/Tag im Jahre 1999 nahezu zum Stillstand gekommen. Dieses Verhalten zeigt auch der etwa 1 km schmale, aber 10 km lange südliche Frontbereich des Hauptstroms (siehe Abbildung 8.8).

Neben den räumlichen Änderungen des Fließregimes treten auch große saisonale Variationen der Fließgeschwindigkeit und der Frontlage auf. Dies illustriert Abbildung 8.9, in der für jedes bestimmte Fließgeschwindigkeitsfeld entlang der Hauptfließlinie Profile extrahiert und farbcodiert dargestellt sind. Ergänzend dazu zeigen die Abbildungen 8.7c und 8.7d die Änderung der Fließgeschwindigkeit für die Frontpositionen des Haupt- sowie des nördlichen Nebenstroms. Aus diesen Darstellungen ist ersichtlich, dass sowohl im unmittelbaren Frontbereich als auch einige Kilometer landwärts die Eisbewegung im Laufe der Sommermonate in der Regel deutlich ansteigt. Die saisonale Geschwindigkeitsänderung kann dabei Werte von mehr als 15 m/Tag erreichen, die mit zunehmendem Abstand von der Gletscherfront abnehmen. Die maximale saisonale Amplitude wird dabei in der Regel im Monat August erreicht. Allerdings ist das saisonale Signal an Position 1 erst nach dem Abbruch der schwimmenden Zunge im Jahre 2003 in den Landsat-Geschwindigkeitsfeldern zu beobachten. Dagegen zeigt Position 2 im gesamten Zeitraum zwischen 1999 und 2012 ein deutliches saisonales Signal.

Im Einklang mit den saisonalen Geschwindigkeitsänderungen variiert die Frontlage mit einer Amplitude von durchschnittlich zwei Kilometern (Sohn u. a., 1998). Jedoch wurden für einige Jahre deutlich größere saisonale Frontlageänderungen gemessen (siehe Abbildung 8.9). Der Vorstoß der Gletscherfront in den Wintermonaten wird durch die im Fjord befindliche *Ice Mélange* begünstigt, da die erhöhte Rückstellkraft auf die Gletscherfront die Kalbeisproduktion verringert (Sohn u. a., 1998; Amundson u. a., 2008).

Weiterhin zeigten Sohn u. a. (1998), dass die Kalbungsrate in den Sommermonaten Mai bis August etwa sechsmal größer ist, als es für den Rest des Jahres der Fall ist. Joughin u. a. (2012) vermuten in diesen großen saisonalen Frontlageänderungen die Hauptursache für die beobachteten Geschwindigkeitsänderungen. Eine Ausnahme dieses saisonalen Rhythmus bildet das Jahr 2010, in dem im Frühjahr größere Fließgeschwindigkeiten als im August gemessen wurden (siehe Abbildung 8.7c). Eine mögliche Erklärung bilden überdurchschnittlich hohe Wintertemperaturen im Jahre 2009, die dafür sorgten, dass nahezu kein Vorstoß der Gletscherfront in den Wintermonaten erfolgte.

Nach dem Abbruch der schwimmenden Gletscherzunge in den Jahren 2003/2004 formte sich überwiegend in den Wintermonaten ein kleiner schwimmender Teil, der meist zwischen März und Mai mit der Lockerung der *Ice Mélange* verschwindet (Amundson u. a., 2008). Nur selten konnte nach 2004 ein kleiner schwimmender Bereich in den Sommermonaten nachgewiesen werden (Rosenau u. a., 2013).

8.2.3 Südwest-Grönland

Im flach auslaufenden, südwestlichen Teil des Grönländischen Eisschildes überwiegen landseitig endende Ausflussgletscher mit einer im Randbereich geringen Fließgeschwindigkeit (Moon und Joughin, 2008). Von den 28 untersuchten Gletschern besitzen 18 eine Fließgeschwindigkeit von unter 1 m/Tag und zeigten innerhalb des letzten Jahrzehnts keine oder nur kleine Änderungen im Fließregime (siehe Abbildung 8.2). Ungeachtet dessen besitzt der überwiegende Teil große saisonale Variationen. Innerhalb eines Jahres weisen die landseitig endenden Gletscher im Vergleich zu den Gezeitengletschern üblicherweise die größeren Schwankungen in der Fließgeschwindigkeit auf (Joughin u. a., 2008a; Sole u. a., 2011).

Die Bestimmung der saisonalen Variation erfolgt durch monatsweise Stapelung der extrahierten Fließgeschwindigkeiten, die zuvor um den langfristigen, linearen Trend über das Beobachtungsintervall 1999–2011 reduziert wurden. Beispielhaft für drei Gezeitengletscher in Südwest-Grönland sind in Abbildung 8.10 die saisonalen Muster der Eisbewegung dargestellt.

Einer der schnellsten Ausflussgletscher in Südwest-Grönland ist der Sermilik Bræ (siehe Abbildung 8.10a). Im Frontbereich fließt er mit etwa 10 m/Tag und verringert seine Fließgeschwindigkeit seit 1999 um jährlich 0,11 m/Tag. Diesem Trend ist ein großes saisonales Signal mit einer Amplitude von bis zu 1,65 m/Tag überlagert, das etwa 17 % der Fließgeschwindigkeit des Sermilik Bræ entspricht. Ein annähernd gleich großes saisonales Signal bei einer vergleichsweise niedrigen Fließgeschwindigkeit von 3,0 m/Tag zeigt der 50 km südlicher gelegene Sermiligârssuk Bræ (siehe Abbildung 8.10b). Innerhalb von zwei Monaten, zwischen dem Maximum im Juni und dem Minimum im August, verringert sich die Fließgeschwindigkeit im Mittel um über 2,6 m/Tag (45 %). Die beobachteten großen saisonalen Variationen nehmen in der Regel mit zunehmendem Abstand zur Gletscherfront ab. Dies verdeutlicht beispielhaft die Darstellung der saisonalen Variationen am Akugdlerssûp sermia (siehe Abbildung 8.10c). Die saisonale Amplitude der Fließgeschwindigkeit eines Punktes in 7 km Entfernung von der Gletscherfront liegt unterhalb von 0,5 m/Tag. Unmittelbar an der Front zeigt der Gletscher eine mit dem Sermiligârssuk Bræ und dem Sermilik Bræ vergleichbare saisonale Schwankung.

Die maximale saisonale Fließgeschwindigkeit wird an allen drei Gletschern im Mai bzw. Juni erreicht. Eine mögliche Erklärung für die starke Abnahme der Fließgeschwindigkeit zum Ende der Ablationsperiode sehen Bartholomew u. a. (2010) darin, dass ein effektives basales sowie englaziales Abflusssystem des Schmelzwassers hergestellt ist. Eine Reduzierung der basalen Reibung durch eindringendes Schmelzwasser

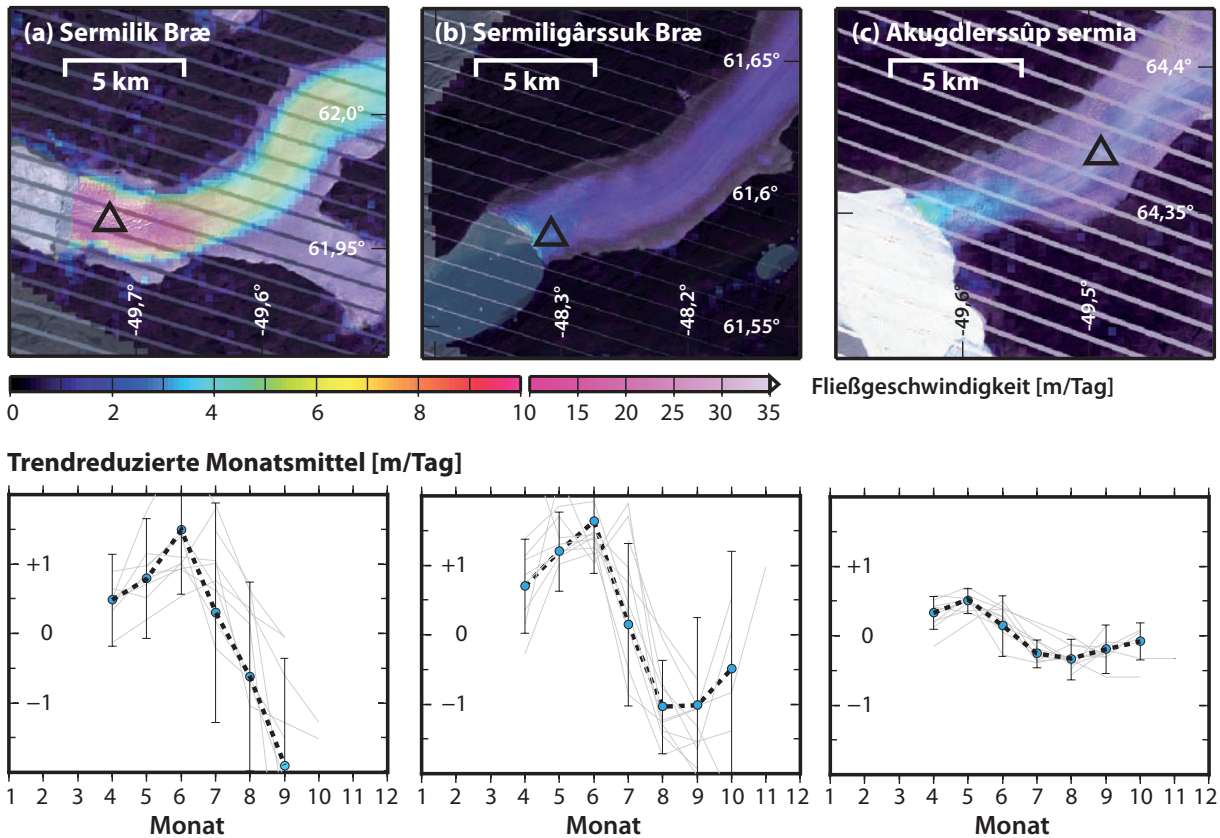


Abbildung 8.10: Saisonale Variationen der Fließgeschwindigkeit für drei Ausflussgletscher in Südwest-Grönland: (a) Sermilik Bræ, (b) Sermiligårssuk Bræ und (c) Akugdlerssúp sermia. Die oberen Abbildungen zeigen die jeweils mit einem Geschwindigkeitsfeld aus dem Jahre 2011 überlagerten Ausschnitte des Frontbereichs sowie die Position (Dreieck), an der die Monatsmittelwerte der unteren Abbildung bestimmt wurden. Die untere Grafik veranschaulicht die monatlich gestapelten und trendreduzierten Fließgeschwindigkeiten über den Zeitraum 1999–2012 (gestrichelte Linie). Die Monatsmittelwerte der jeweiligen Jahre sind als dünne graue Linien angezeigt.

findet dann nur in einem geringen Umfang statt und beeinflusst die Fließgeschwindigkeit unwesentlich (Bartholomew u. a., 2010; Sole u. a., 2011).

In der mittleren Monatsgeschwindigkeit einzelner Jahre (graue Linien in den unteren Diagrammen in Abbildung 8.10) ist eine zeitliche Verschiebung der maximalen bzw. minimalen Fließgeschwindigkeit einerseits und eine unterschiedliche Abklingdauer zwischen maximaler und minimaler Geschwindigkeit andererseits zu erkennen. Dabei ist gewöhnlich der Anstieg der Fließgeschwindigkeit mit der Schmelzwasserproduktion positiv korreliert (Zwally u. a., 2002; Palmer u. a., 2011). Beobachtungen von Sundal u. a. (2011) in diesem Gebiet zeigten jedoch, dass infolge eines gut ausgebauten glazio-hydrologischen Systems in wärmeren Jahren die Dauer erhöhter Fließgeschwindigkeit abnehmen kann. Dieser Effekt führte am Russel-Gletscher möglicherweise dazu, dass trotz gesteigerter Schmelzwasserproduktion die durchschnittliche Fließgeschwindigkeit zwischen 1991–2007 kleiner ausfiel als in kühleren Jahren (van de Wal u. a., 2008).

Neben diesen saisonalen Effekten zeigen einige Gezeitengletscher starke Änderungen im langfristigen Fließverhalten. Der in den Godthåbsfjord kalbende Narsap sermia ($64,6^{\circ}\text{N}$) verlor seit 2004 bei gleichzeitiger Beschleunigung etwa 2,5 km seiner Gletscherfont. Allein zwischen 2010 bis 2011 stieg die durchschnittliche Fließgeschwindigkeit von 6,3 m/Tag auf 14 m/Tag. Am südlichen Ende des Godthåbsfjord zeigt der

Kangiata nunata sermia ein ähnliches Verhalten, jedoch blieb die starke Beschleunigung in den Jahren 2010/2011 aus. Rignot und Kanagaratnam (2006) ermittelten einen Anstieg der Fließgeschwindigkeit um 27 % (2000–2005), dem ein Frontrückgang um 580 m in den Jahren 2005/2006 folgte (Moon und Joughin, 2008). Über den gesamten Untersuchungszeitraum 1999–2011 beschleunigte sich der Gletscher jährlich um 0,1 m/Tag (15 %). Ein dazu entgegengesetztes Verhalten zeigen die oben erwähnten Gletscher Akugdlerssúp sermia, Sermilik Bræ und der auf 62,2°N gelegene Avangnardleq Bræ. Alle Gletscher verringerten ihre Fließgeschwindigkeit in den letzten 15 Jahren deutlich.

8.2.4 Südost-Grönland

Im Bereich Südost-Grönlands wurden 78 Gletscher untersucht (siehe Abbildung 8.11), wovon nur wenige südlich des Helheim-Gletschers in Literaturquellen einen nachgewiesenen Namen besitzen. Ein Großteil der Ausflussgletscher entlang der Südostküste Grönlands zeigt identische Muster hinsichtlich ihrer Änderung im Fließregime, in der Frontposition und in der Oberflächenhöhe (Luckman u. a., 2006; Howat u. a., 2008a,b). Einer Beschleunigungsphase der Eisbewegung mit gleichzeitigem Frontrückzug in den Jahren 2003–2005 folgte eine abrupte, ebenfalls starke Abnahme der Fließgeschwindigkeit bis 2007/2008. Danach fand bis heute ein erneuter Anstieg der Fließgeschwindigkeit statt. Abbildung 8.12 veranschaulicht den zeitlichen Verlauf der Fließgeschwindigkeit für vier große Ausflussgletscher in Südost-Grönland: Helheim-Gletscher, Køge-Bugt-Gletscher, Tingmiarmiut-Fjord-Gletscher und Kangikitsua.

Zu den in der Literatur am umfangreichsten untersuchten Gletschern Grönlands zählt der Helheim-Gletscher. Der an seiner Gletscherfront 5,7 km breite Gezeitengletscher lagert im Frontbereich in einem 500 bis 700 m tiefen Trog des Sermilik-Fjords und wird von zwei mächtigen Eisströmen gespeist (Juan u. a., 2010). Seine maximale Fließgeschwindigkeit von über 25 m/Tag erreichte der Gletscher in den Jahren 2004/2005. In dieser Zeit verringerte sich die Eisdicke im Frontbereich jährlich um etwa 60 m (Stearns und Hamilton, 2007). Eine abrupte Abnahme der Fließgeschwindigkeit im Jahre 2006 von 29,8 m/Tag auf 27,3 m/Tag im Jahr 2007 einerseits und eine stark verringerte Höhenabnahme von 7 m/Jahr andererseits führten zu einer annähernd ausgeglichenen Massenbilanz (Stearns und Hamilton, 2007; Howat u. a., 2008b). Seitdem fließt der Gletscher, mit Ausnahme einer um 8 % erhöhten Fließgeschwindigkeit im Jahre 2009, mit einer konstanten mittleren Geschwindigkeit von $19,5 \pm 1,0$ m/Tag (siehe Abbildung 8.12a). Charakteristisch für den Helheim-Gletscher sind die großen saisonalen Variationen mit einer Änderung der Fließgeschwindigkeit von mehr als 3,5 m/Tag zwischen den Werten im April und den Maximalwerten im September.

Die größte Beschleunigung in Südost-Grönland vollzog der Køge-Bugt-Gletscher (siehe Abbildung 8.12b). Mit einem jährlichen Geschwindigkeitszuwachs von über 0,9 m/Tag beschleunigte der Gletscher von 20,7 m/Tag im Jahre 2000 auf 33,2 m/Tag im Jahr 2011. Während der Gletscher bis 2007 eine mit dem Helheim-Gletscher vergleichbare Fließdynamik aufweist, weichen die beobachteten Änderungen der Fließgeschwindigkeit ab diesem Zeitpunkt deutlich voneinander ab. Der Køge-Bugt-Gletscher beschleunigt sich bis heute und übertrifft die Maximalgeschwindigkeit der Jahre 2004/2005.

Auch der Tingmiarmiut-Fjord-Gletscher zeigt das für diese Region typische Muster im zeitlichen Verlauf seiner Fließgeschwindigkeit (siehe Abbildung 8.12c). Analog zum Helheim-Gletscher verbleibt der Gletscher nach dem starken Abfall von 2006/2007 bis heute auf einem annähernd stabilen Niveau. Insgesamt sind die Schwankungen im Fließregime gedämpfter ausgeprägt als am Helheim- und Køge-Bugt-Gletscher.

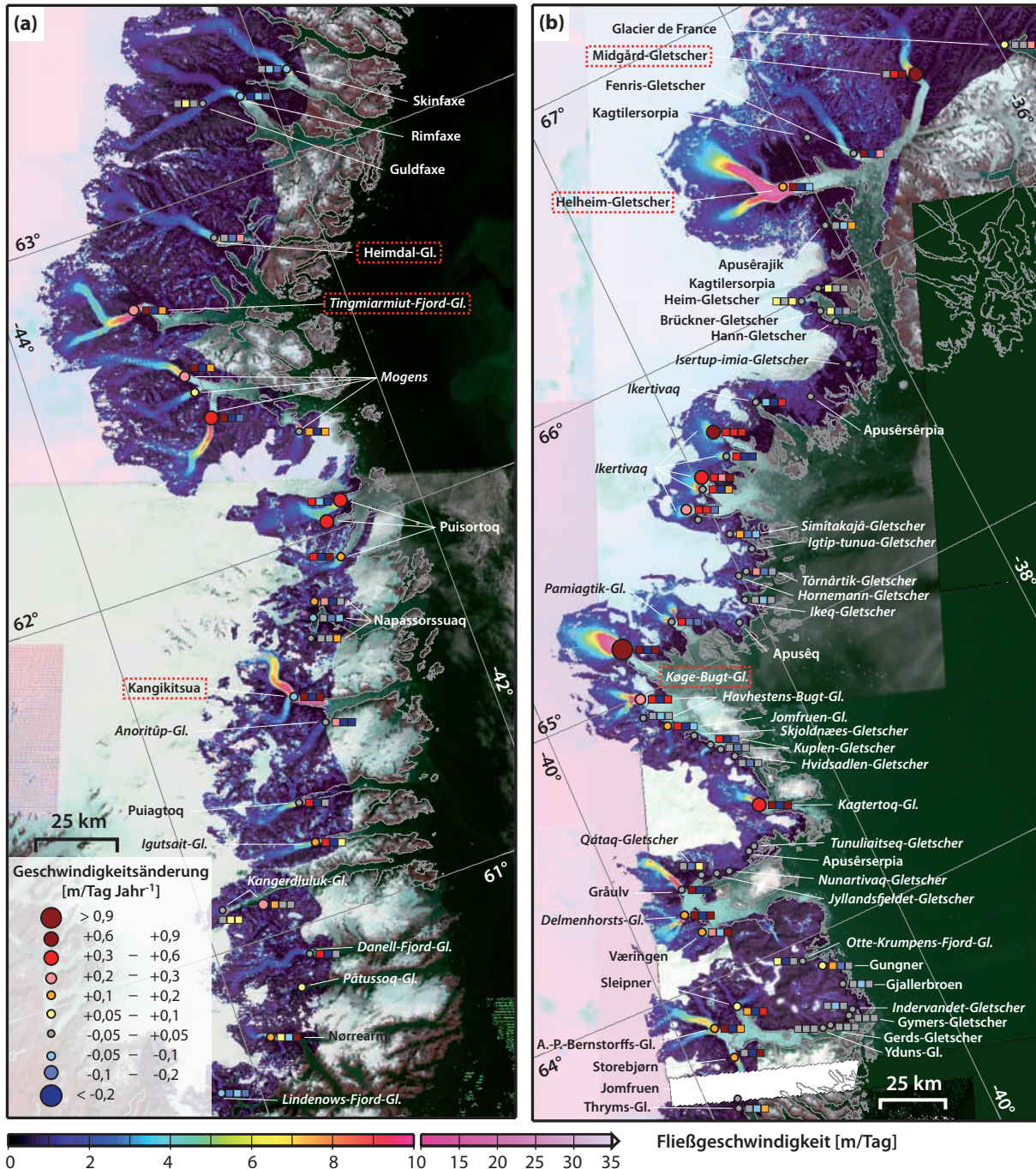


Abbildung 8.11: Änderung des Fließregimes in Südost-Grönland für den Bereich zwischen (a) 60,5°N–65,5°N und (b) 63,5°N–67°N. Symbolik analog zu Abbildung 8.3.

Der an der Kong Frederik VI Kyst gelegene Kangikitsua zeigt im Gegensatz zu den drei nördlicheren Gletschern ein stark abgeschwächtes Signal der beobachteten Fließgeschwindigkeitsvariation (siehe Abbildung 8.12d). Das klare Geschwindigkeitsmaximum in den Jahren 2004/2005 mit der danach folgenden abrupten Abschwächung der Fließgeschwindigkeit ist zwar identifizierbar, jedoch mit einer vergleichsweise geringen Amplitude. Trotz einer im Jahr 2009 beginnenden, erneuten Beschleunigung nahm seine Fließgeschwindigkeit im Untersuchungszeitraum um 12 % ab.

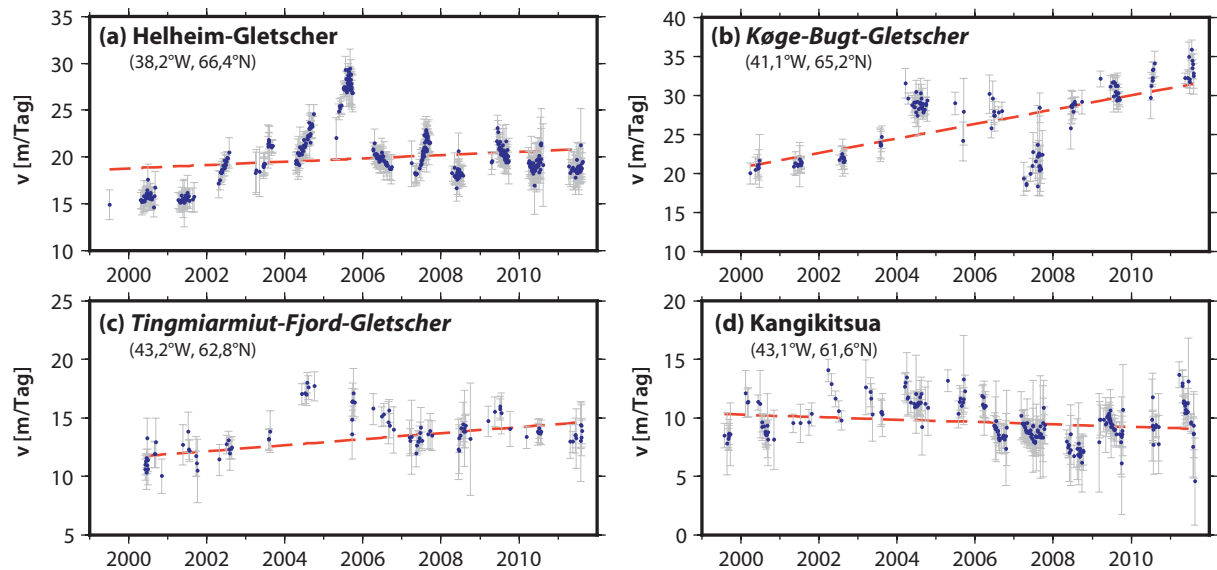


Abbildung 8.12: Zeitliche Variation der Fließgeschwindigkeit für die vier Ausflussgletscher (a) Helheim-Gletscher, (b) Køge-Bugt-Gletscher, (c) Tingmiarmiut-Fjord-Gletscher sowie (d) Kangikitsua. Der Trend der Fließgeschwindigkeit über den Beobachtungszeitraum 1999–2011 ist als gestrichene Linie eingezeichnet.

Der am nordöstlichen Ende des Sermilik-Fjords gelegene Midgård-Gletscher ist im letzten Jahrzehnt von großen Veränderungen in der Frontlage und der Fließgeschwindigkeit gekennzeichnet. Allein zwischen 2003 und 2012 verdreifachte sich die Fließgeschwindigkeit des Gletschers von 4 m/Tag auf etwa 12 m/Tag. In einem annähernd gleichen Zeitraum (2000–2010) verringerte sich die Eisoberflächenhöhe im Frontbereich um etwa 100 m, während sich die Gletscherfront – von kurzen Frontvorstößen unterbrochen – um 887 m/Jahr zurückzog (Walsh u. a., 2012; Bjørk u. a., 2012).

Neben diesen exemplarisch dargestellten Vertretern zeigt ein Großteil der schnellen Ausflussgletscher ein vergleichbares Fließverhalten. Darunter zählen die Gletscher der Ikertivaq-Bucht, des Gyldenløves-Fjords, des Bernstorffs-Isfjords, des Mogens-Heinesen-Fjords, des Puisortoq-Fjords sowie der Kagtertoq-Gletscher und nahezu alle Gletscher am Ende der langgestreckten Fjorde im äußersten Süden Ost-Grönlands.

Sowohl die relative Veränderung zwischen Abnahme und Anstieg der Fließgeschwindigkeit als auch der lineare Geschwindigkeitstrend unterliegt jedoch zum Teil großen gletscherspezifischen Schwankungen. Weiterhin beschränkt sich das beobachtete regionale Verhalten nicht nur auf Südost-Grönland, sondern erstreckt sich auch auf das Gebiet Zentralost-Grönlands. Ein bedeutender Vertreter dieser Region ist beispielsweise der im nächsten Unterabschnitt betrachtete Kangerdlugssuaq-Gletscher. Im Gegensatz zum beobachteten synchronen Verhalten vieler südostgrönländischer Gletscher konnten an der Westseite des Grönländischen Eisschildes keine regional übereinstimmenden Muster im Fließverhalten beobachtet werden.

Aus diesem zeitlich synchronen Verhalten auf einem über 1000 km langem Küstenabschnitt schlussfolgern Murray u. a. (2010), dass diese Gletscheränderungen nur durch eine starke Eis-Ozean-Kopplung zu erklären sind. Tatsächlich deuten ozeanographische Messungen der Wassertemperatur und des Salzgehaltes darauf hin, dass küstennahe Wasserschichten mindestens in den Jahren 2003 und 2004 überdurchschnittlich warm und salzarm waren. Murray u. a. (2010) vermuten darin eine starke Abschwächung des küstennahen Ostgrönlandstromes und eine Verlagerung des Irmingerstromes dicht an die grönländische Küste (siehe Abbildung 2.1). Dies könnte die geringe Meereiskonzentration in diesen Jahren erklären (ebd.). Eine

Zirkulation warmer Wassermassen im Fjordinneren könnte zusammen mit der verringerten *Ice Mélange* eine Erklärung der beobachteten hohen Kalbungs- und basalen Schmelzraten der Gletscher geben (Holland u. a., 2008; Rignot u. a., 2010). Das komplexe ozeanische Strömungsverhalten und der Einfluss der *Ice-Mélange*-Konzentration auf die Kalbeisproduktion sind nicht vollständig verstanden und Gegenstand aktueller Forschung (Amundson u. a., 2010; Straneo u. a., 2012).

Die Untersuchungen und Schlussfolgerungen von Murray u. a. (2010) über die generelle Übereinstimmung des Fließverhaltens südostgrönländischer Gletscher basieren auf Daten des Zeitraums 2000–2008. Die aus Landsat-Aufnahmen durchgeführte Verlängerung der Zeitreihe bis 2011 dokumentiert, dass insbesondere im Zeitraum 2007 bis 2011 kein ausgeprägtes einheitliches Verhalten der Fließgeschwindigkeitsänderung in Südost-Grönland nachweisbar ist. Die den Umfang dieser Arbeit übersteigende, tiefgreifende Untersuchung der Eis-Ozean-Kopplung in diesem Gebiet bleibt zukünftigen Arbeiten vorbehalten.

Anzumerken ist, dass nicht alle Ausflussgletscher in Südost-Grönland dieser beschriebenen Geschwindigkeitsvariation unterliegen. Allerdings zeigen von allen schnell fließenden Ausflussgletschern mit einer mittleren Fließgeschwindigkeit von über 5 m/Tag nur Skinfaxe und Rimfaxe ein davon abweichendes Verhalten. Die an der Nord- und Südseite der Kong Dans Halvø gelegenen Ausflussgletscher kennzeichnet eine kontinuierliche Verringerung ihrer frontnahen Fließgeschwindigkeit, die keine über ihre saisonalen Schwankungen hinausgehenden Phasen erhöhter oder verringerter Fließgeschwindigkeit aufweisen (siehe Abbildung 8.11).

Eine Abweichung vom regionalen Muster ist ebenfalls am Heimdal-Gletscher zu beobachten. Zwar besitzt er ein deutliches Minimum im Jahre 2007/2008, nicht aber die typische starke Beschleunigung im Zeitraum 2004/2005. Die bis zu 3 m/Tag hohen saisonalen Variationen erschweren jedoch bei einer mittleren Fließgeschwindigkeit von 5,5 m/Tag hier die eindeutige Identifizierung der unterschiedlichen Phasen im Fließverhalten.

8.2.5 Zentralost-Grönland

Zentralost-Grönland erstreckt sich zwischen 66°30' N und 72°N und bildet die Übergangszone zwischen dem kälteren, trockenen Nordosten und dem niederschlagsreichen Südosten (Jiskoot u. a., 2012). Dabei bilden die über 3500 m hohen Watkins Bjerger sowie die entlang des Geike-Plateaus verlaufende Eisscheide eine topografische Barriere (Weidick und Bennike, 2007; Jiskoot u. a., 2012). In Zentralost-Grönland befindet sich mehr als die Hälfte der lokalen grönländischen Gletscher ($\approx 50\,000\text{ km}^2$), von denen 30 bis 70 Prozent ein *Surge*-Verhalten zeigen (Weidick, 1988; Jiskoot u. a., 2003, 2012). Weiterhin zählt der Großteil der Gletscher zu den Gezeitengletschern (Jiskoot u. a., 2012). Innerhalb der letzten Jahrzehnte wurden – bis auf wenige Ausnahmen – nur kleine Änderungen der Fließgeschwindigkeit und der Frontlage beobachtet (Joughin u. a., 2010a; Jiskoot u. a., 2012). Jiskoot u. a. (2012) vermuten, dass dies auf den geringen bzw. fehlenden Einfluss der warmen Wassermassen des Irmingerstromes in Zentralost-Grönland zurückzuführen ist. Da in dieser Region größtenteils keine Frontlagen aus Landsat-Aufnahmen bestimmt wurden, werden im Folgenden nur ausgewählte Ergebnisse der Gletscherfließgeschwindigkeitsmessung der 60 untersuchten Gletscher vorgestellt.

Kong-Christian-IX-Land

Entlang der Küste des Kong-Christian-IX-Lands lagern große Ausflussgletscher, deren Fließrichtung überwiegend von tiefen subglazialen Trögen vorgegeben ist (Weidick, 1995). Die für viele Gletscher synchrone

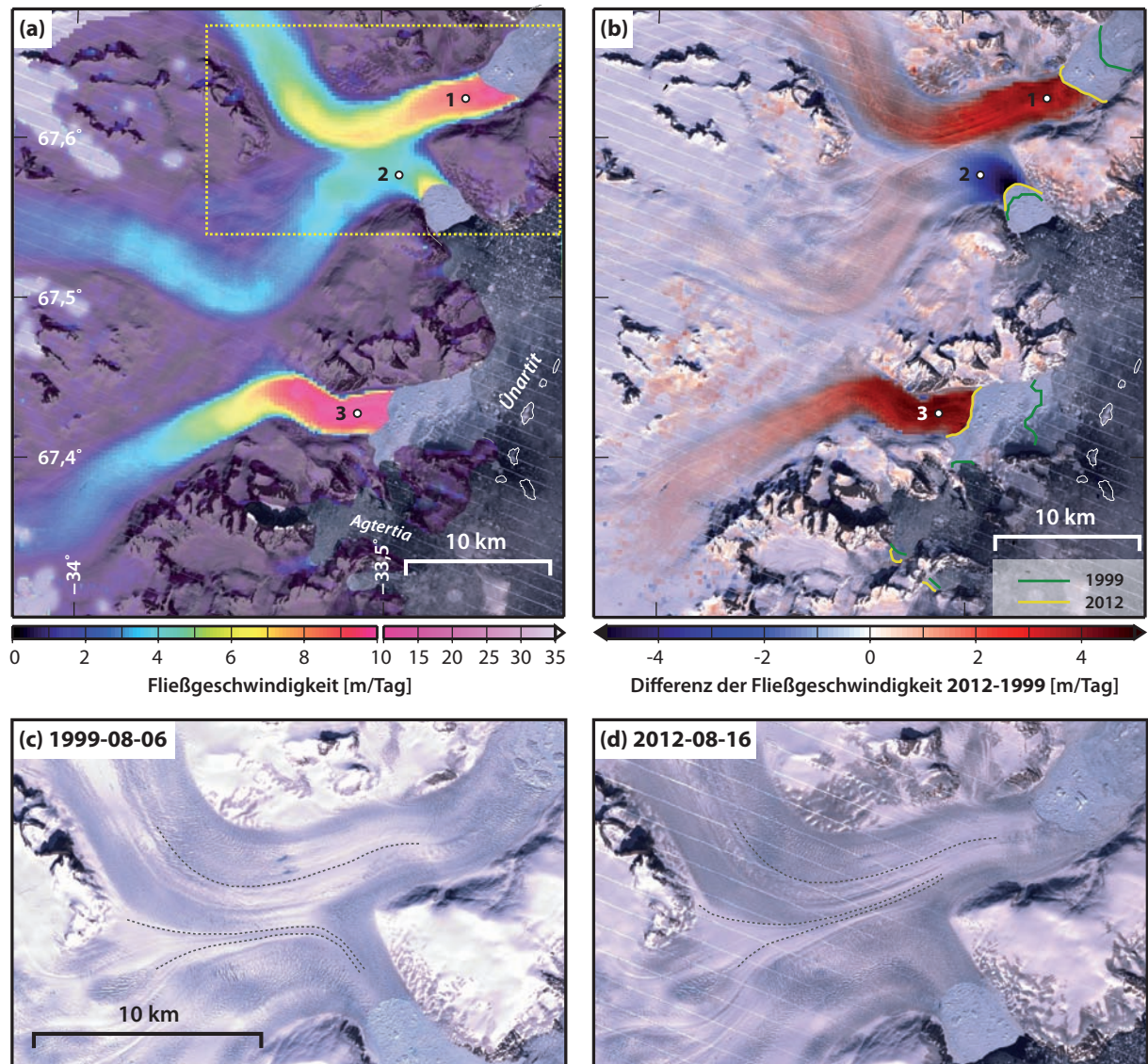


Abbildung 8.13: Änderung des Fließregimes zwischen der Inselgruppe Ûnartit und Deception Ø. (a) Mittleres Fließgeschwindigkeitsfeld aus dem Jahre 2012. Im Hintergrund befindet sich eine Landsat-7-Szene vom 16. August 2012. (b) Änderung der Fließgeschwindigkeit zwischen 1999 und 2012. Positive Werte kennzeichnen eine Beschleunigung. Die Frontlageposition aus den Jahren 1999 und 2012 ist in Gelb bzw. Grün eingezeichnet. Die beiden unteren Grafiken zeigen den vergrößerten Bildausschnitt des gelben Rahmens in (a) für zwei Landsat-7-Szenen vom (c) 6. August 1999 und (d) 16. August 2012. Die Änderungen von drei ausgewählten Fließlinien sind grau gestrichen dargestellt.

Änderung der Fließgeschwindigkeit mit einem ausgeprägten Geschwindigkeitsmaximum in den Jahren 2003/2004 (siehe Abschnitt 8.2.4) gilt auch für einige wenige Gletscher im südlichen Teil Zentralost-Grönlands. Zu diesen zählen u. a. der K. I. V. Steenstrup Nordre Bræ und der Laubes-Gletscher.

Ein interessantes dynamisches Verhalten zeigen die nicht bezeichneten Ausflussgletscher zwischen der Inselgruppe Ûnartit und Deception Ø (siehe Abbildung 8.13). Während der südlichste der drei großen Ausflussgletscher (Position 3) im Zeitraum 1999–2012 eine annähernd konstante Beschleunigung von jährlich 0,24 m/Tag erfährt, weisen die beiden nördlicheren Gletscher einen asynchronen Wechsel zwischen Beschleunigungsphasen und Phasen verringerter Fließgeschwindigkeit auf. Dort beschleunigt sich der

südlicher gelegene Gletscher (Positionen 2) im Zeitraum 2000–2003 und verringert in der Folge seine Fließgeschwindigkeit. Eine mögliche Ursache für die starke Verringerung der Fließgeschwindigkeit könnte in der Verlagerung von Teilen seines Eisausstoßes in den nördlicheren Ausflussskanal liegen. Die drei exemplarisch eingezeichneten Fließlinien in den Abbildungen 8.13c und 8.13d verdeutlichen dies. Die im Jahre 2003 am nördlichsten Gletscher (Positionen 1) in der Folge beobachtete Beschleunigung ist möglicherweise auf diesen zusätzlichen Zufluss zurückzuführen.

Kangerdlugssuaq

Der im Frontbereich über 5 km breite Kangerdlugssuaq-Gletscher ist mit über 27 km³/Jahr der größte Kalbeisproduzent Ost-Grönlands (Rignot und Kanagaratnam, 2006). In den 1990er Jahren durchgeführte Altimetermessungen ergaben eine Abnahme der Eisoberflächenhöhe von bis zu 10 m/Jahr im Frontbereich, die in den folgenden Jahren deutlich zunahm und Maximalwerte von bis zu 87 m/Jahr (2004–2005) erreichte (Thomas u. a., 2000; Luckman u. a., 2006; Stearns und Hamilton, 2007). Die zeitliche Änderung der Fließgeschwindigkeit und der Frontlage zwischen 1986 und 2012 veranschaulicht Abbildung 8.14d. Diese Abbildung bekräftigt die Vermutung von Joughin u. a. (2012), dass die Änderung der Fließgeschwindigkeit stark an die der Frontlage gekoppelt ist. Weiterhin ist der starke Anstieg der Fließgeschwindigkeit zwischen den Jahren 2004 und 2005 von 20 m/Tag auf 35 m/Tag ersichtlich, bei dem sich die Front über 6 km zurückzog. Der enorme Frontabbruch ist möglicherweise auf die Öffnung einer Küstenpolynia zurückzuführen, die zur einer Destabilisierung des Frontbereiches geführt haben könnte (Christoffersen u. a., 2012). Die Entstehung der Küstpolynia im Frontbereich des Gletschers wurde vermutlich durch die ungewöhnlich starken und lang andauernden katabatischen Winde sowie durch überdurchschnittlich hohe Lufttemperaturen während der Wintermonate 2004/2005 begünstigt (ebd.). Allerdings stimmen die beobachteten Veränderungen zeitlich mit denen der großen südostgrönländischen Ausflussgletscher überein (siehe Abbildung 8.12) und sprechen damit für einen überregionalen, ozeanischen Antrieb (Murray u. a., 2010).

Die große Streubreite der abgeleiteten Fließgeschwindigkeiten innerhalb eines Jahres (siehe Abbildung 8.14d) spiegelt nur zum Teil die Änderungen des Fließregimes wider. Die geringe Georeferenzierungsgenauigkeit einiger Landsat-Szenenpaare in diesem Gebiet führt zu einer Unsicherheit der Fließgeschwindigkeit, die etwa der Größenordnung der saisonalen Schwankungen entspricht.

Die starken Veränderungen im Frontbereich beeinflussen auch das Fließregime im Inland. Die drei Geschwindigkeitsfelder der Jahre 1986, 2005 und 2012 in Abbildung 8.14a–c veranschaulichen dies. Das Geschwindigkeitsfeld des Jahres 1986 zeigt einen klar abgegrenzten Hauptstrom, der weit ins Inland verfolgt werden kann und zu seinen Seiten innerhalb weniger Kilometer stark an Geschwindigkeit verliert. Vermutlich bedingt durch eisdynamische Prozesse, setzt mit zunehmender Geschwindigkeit an der Gletscherfront eine Beschleunigung im Inland ein (siehe Abschnitt 2.2). Die Abbildung 8.14b zeigt dies eindrucksvoll für ein Geschwindigkeitsfeld aus dem Jahre 2005. Neben dem beschleunigten Hauptstrom werden auch kleinere Nebenzuflüsse sichtbar. In den Jahren 2006 bis 2012 nimmt die Fließgeschwindigkeit des unmittelbaren Einzugsgebietes ab (siehe Abbildung 8.14c). Weiterhin ist eine starke Beschleunigung der kleineren Ausflussgletscher südöstlich des Gardiner-Plateaus zu beobachten, die wahrscheinlich durch den Frontrückzug des Kangerdlugssuaq-Gletschers ausgelöst wurde.

Im Südosten des Kangerdlugssuaq-Fjords wurden bis auf den am Fjordausgang gelagerten Amdrup-Gletscher keine größeren Veränderungen im langfristigen Fließregime beobachtet. Der Amdrup-Gletscher hingegen beschleunigte sich zwischen 2004 und 2006 und zeigt gegenüber dem Jahre 1999 aktuell eine um 40 Prozent gestiegene Fließgeschwindigkeit.

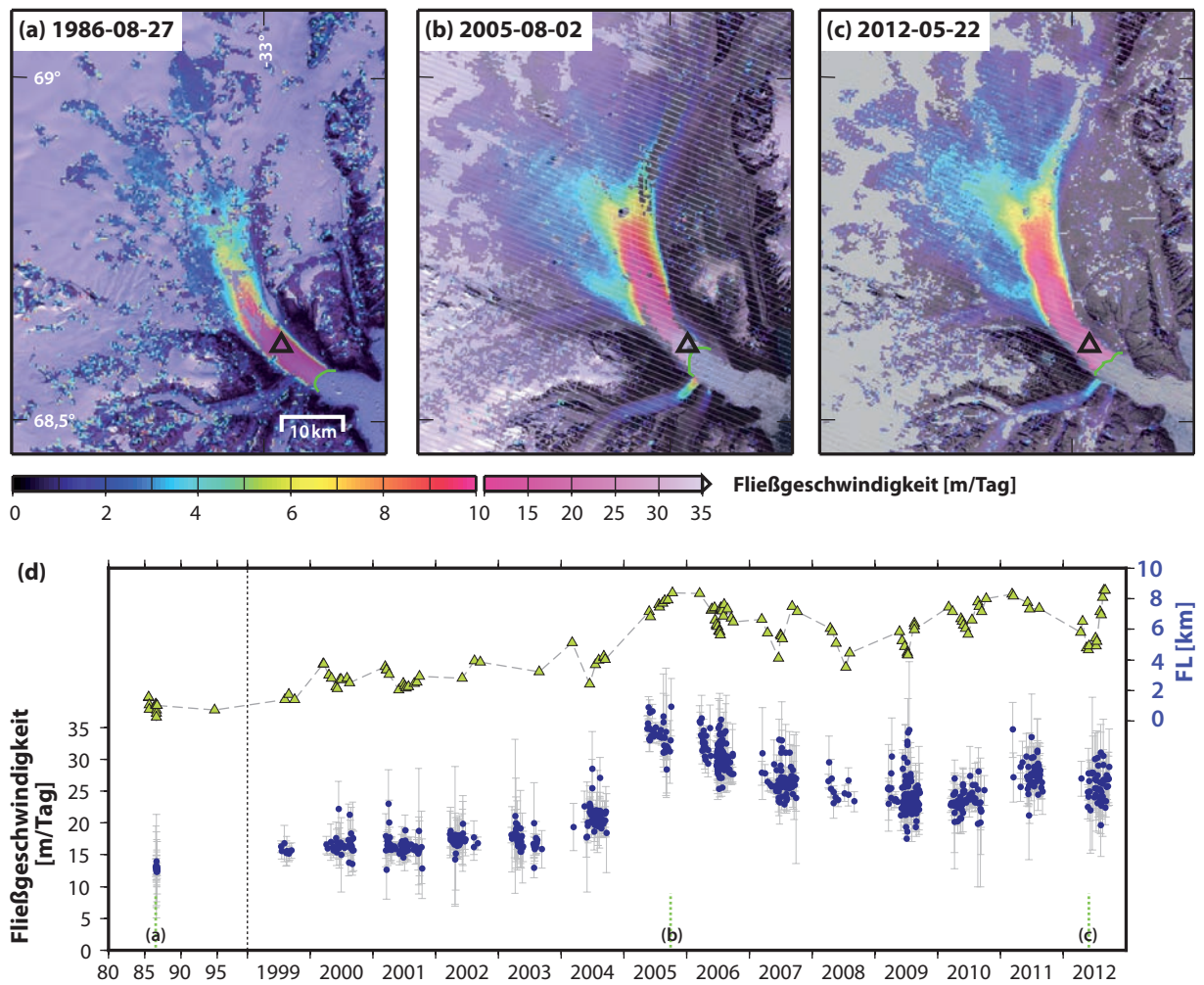


Abbildung 8.14: Fließgeschwindigkeitsfelder und Frontlagen (grüne Linie) des Kangerdlugssuaq-Gletschers und weiterer angrenzender Ausflussgletscher für die Jahre (a) 1986, (b) 2005 und (c) 2012. Das schwarze Dreieck kennzeichnet die Position der extrahierten Fließgeschwindigkeiten in der unteren Abbildung (d). In dieser ist neben dem zeitlichen Verlauf der Fließgeschwindigkeit (blaue Punkte) auch die Position der Gletscherfront (grüne Dreiecke) aufgetragen. Positive Werte der Frontlage (FL) kennzeichnen einen relativen Frontrückzug. Die schwarze gestrichelte Linie markiert den Übergang von Fünfhjahres- auf Einjahresintervalle. Die grünen Linien markieren die mittleren Aufnahmezeitpunkte (t_R) der Geschwindigkeitsfelder in (a-c).

Blosseville Kyst und Volquart Boon Kyst

Die Gletscher entlang der Blosseville Kyst lagern, im Gegensatz zu dem Großteil der Gletscher in Zentralost-Grönland, nicht am Ende langgestreckter Fjordeinschnitte, sondern sind direkt der Küstenströmung des Ostgrönlandstromes ausgesetzt. In diesem Bereich treten die größten Rückzugsraten der lokalen Gletscher auf, die aber klein im Vergleich zu den beobachteten Frontlageänderung der großen Ausflussgletscher sind (Jiskoot u. a., 2012).

Das langfristige Verhalten der Gletscherbewegung ist regional stark differenziert. Im Süden der Blosseville Kyst konnten am Frederiksborg- und Sorgenfri-Gletscher neben saisonalen Schwankungen keine langfristigen Änderungen beobachtet werden. Weiter im Norden hingegen wurden insbesondere in den letzten Jahren große Änderungen festgestellt. Den stärksten Anstieg verzeichnete der Rosenberg-Gletscher, der seine Fließbewegung zwischen 2008 und 2011 von 1,9 m/Tag auf 3,6 m/Tag nahezu verdoppelte. Auch der

Kronenborg-Gletscher und der Borggraven beschleunigten sich innerhalb der letzten 13 Jahre um 18 % bzw. 35 %. Ein starker Geschwindigkeitsanstieg konnte im Jahre 2011 am Storbræ und am Dendrit-Gletscher beobachtet werden. Zwischen 2010 und 2011 stieg die mittlere Fließgeschwindigkeit des Dendrit-Gletschers von 1,4 m/Tag auf 2,0 m/Tag an.

Der in der Nähe des Kap Savary gelegene, 3,4 km breite Sortebræ ist ein bekannter *Surge*-Gletscher, der in den 1950er Jahren und zwischen 1992–1995 Beschleunigungsphasen durchlief (Jiskoot u. a., 2001). Die Fließgeschwindigkeit kann während dieser *Surge*-Phasen auf mehr als das Hundertfache der Ruhengeschwindigkeit steigen (Jiskoot u. a., 2001; Murray u. a., 2002). Die geringe Fließgeschwindigkeit ($<0,5$ m/Tag) zwischen 1999 und 2010 belegt, dass sich der Gletscher in dieser Zeit in einer Ruhephase befand.

Der Großteil der Gletscher entlang der Volquart Boon Kyst am Eingang des Scoresbysunds zeigt keine langfristige Änderung ihrer Fließbewegung. Die geschützte Lage der nordseitig des Geikie-Plateaus abfließenden lokalen Gletscher könnte dazu beitragen, dass diese Gletscher neben der konstanten Fließgeschwindigkeit auch eine größtenteils stabile Frontlage aufweisen (Jiskoot u. a., 2012).

Innerer Scoresbysund

Der Scoresbysund (Kangertittivaq) ist einer der größten und weitestverzweigten Fjordkomplexe der Erde. An seinen Fjordenden lagern große Ausflussgletscher, die in den letzten Dekaden nur geringe Änderungen im Fließregime erfuhren (Joughin u. a., 2010a; Walsh u. a., 2012). Dies gilt für die meisten Gletscher im Gåsefjord, darunter der Bredegletscher sowie der Kista-Dan- und Magge-Dan-Gletscher. Hingegen verringerte der 4,8 km breite Sydbræ über den Zeitraum 1999 bis 2004 seine Eisbewegung leicht. Ein vergleichbares Verhalten zeigt der nördlich gelegene Vestfjord-Gletscher. Nach einer Phase verringerter Fließgeschwindigkeit über den Zeitraum 1999–2003 zeigt der Gletscher eine bis heute andauernde, gleichmäßige Eisbewegung. Auch am Rolige Bræ, der sich durch ein 5 km schmales Ausflusstal windet, konnten über den gesamten Beobachtungszeitraum keine signifikanten Geschwindigkeitsänderungen beobachtet werden.

Der größte und mit einer mittleren Fließgeschwindigkeit von 10 m/Tag schnellste Ausflussgletscher im Bereich des Scoresbysund ist der Daugaard-Jensen-Gletscher. Er besitzt ein ausgeprägtes saisonales Signal ($\pm 0,5$ m/Tag) mit dem Maximum im Juli/August. Nach einer über Jahrzehnte hinweg stabilen Phase der Fließgeschwindigkeit (Reeh und Olesen, 1986) beschleunigt sich der Gletscher seit 2007 jährlich um 0,19 m/Tag.

8.2.6 Nord- und Nordost-Grönland

Die Regionen Nord- und Nordost-Grönland kennzeichnen mächtige, im Frontbereich teilweise über 10 km breite Ausflussgletscher mit verhältnismäßig niedriger Fließgeschwindigkeit im Vergleich zu südlicheren Gebieten. Diese geringe Fließgeschwindigkeit ist vor allem auf die niedrigen Akkumulationsraten ($<200 \text{ kg m}^{-2}$) über das gesamte Einzugsgebiet zurückzuführen (Burgess u. a., 2010). Insgesamt besitzt der Norden eine annähernd ausgeglichene Massenbilanz (Rignot und Kanagaratnam, 2006; Ewert u. a., 2012).

Ein charakteristisches Merkmal einiger Ausflussgletscher ist das vorgelagerte Schelfeis. In diesen schwimmenden Bereichen verursacht basales Schmelzen mit Werten über 20 m/Jahr einen bedeutenden Teil des Eismassenverlustes und beeinflusst vermutlich das Kalbungsverhalten der Gletscher (Rignot u. a., 1997, 2001). Aus diesem Grund kann sich der Eismassenausstoß an der Kalbungsfront um Größenordnungen vom Massenausstoß entlang der Aufsetzlinie unterscheiden (Rignot u. a., 1997). In den oft ganzjährig

gefrorenen Fjorden können gekalbte Eisberge nur langsam entweichen und verbleiben dort meist Jahrzehnte (Higgins, 1991). Unterteilt in die Regionen Nord- und Nordost-Grönland werden im Folgenden die wesentlichen Ergebnisse der 22 untersuchten Gletscher vorgestellt.

Nord-Grönland

Entlang der Küstenlinie des Kane-Bassins im Westen befindet sich der Humboldt-Gletscher (siehe Abbildung 8.1), der mit etwa 90 km die längste grönländische Gletscherfront besitzt. Die Fließgeschwindigkeit des Gletschers ist über die gesamte Front gering und erreicht nur im nordöstlichen Teil Werte über 1 m/Tag. In diesem Bereich erfährt der Gletscher, übereinstimmend mit den Ergebnissen von Joughin u. a. (2010a), eine leichte Beschleunigung im südlichen Teil sowie eine Verringerung der Fließgeschwindigkeit im nordwestlichen Randbereich.

Die mit über 3 m/Tag größte Fließgeschwindigkeit sowie den höchsten Eisausstoß ($11,8 \text{ km}^3/\text{Jahr}$) in Nord-Grönland besitzt der Petermann-Gletscher (Higgins, 1991; Rignot und Kanagaratnam, 2006). Sein noch vor wenigen Jahren über 70 km langes und etwa 15 km breites, vorgelagertes Schelfeis zählt zu den größten der nördlichen Hemisphäre (Rignot und Steffen, 2008). Während eines Kalbungsereignisses am 4. August 2010 lösten sich 253 km^2 (rund 25 %) der schwimmenden Zunge (Falkner u. a., 2011). Ein weiterer, 10 km langer Teil der Front kalbte im Juli 2012 (Johannessen u. a., 2013). Für den Petermann-Gletscher liegen Daten nur für den Zeitraum 2004–2008 vor, die jedoch keine signifikante Veränderung der Fließgeschwindigkeit erkennen lassen. Innerhalb eines Jahres zeigt der Petermann-Gletscher jedoch eine hohe saisonale Variation von bis zu 25 % (Nick u. a., 2012). Ein kleines vorgelagertes Schelfeis besitzen ebenfalls der Steensby-, der Ryder- und der C.-H.-Ostenfeld-Gletscher. Alle drei Gletscher weisen ein stabiles Fließregime im Untersuchungszeitraum auf (siehe Abbildung 8.2).

Große Veränderungen im letzten Jahrzehnt konnten am Hagen Bræ nachgewiesen werden. Die von Rignot und Kanagaratnam (2006) bestimmten Fließgeschwindigkeitsfelder aus den Jahren 1996, 2000 und 2005 lassen auf eine kontinuierliche Beschleunigung schließen. Eine zeitliche Verdichtung mit Hilfe von Landsat-Aufnahmen zeigt, dass die maximale Fließgeschwindigkeit ($>3 \text{ m/Tag}$) auf dem schwimmenden Bereich schon im Jahre 2004 erreicht wurde und in den folgenden Jahren stark abnahm. Diese Beobachtungen könnten auf ein *Surge*-Ereignis am Hagen Bræ hinweisen.

Nordost-Grönland

Im nördlichen Teil bilden Nioghalvfjærdsbræ, Zachariae Bræ und Storstrommen die drei größten Ausflusskanäle des Nordost-Grönländischen Eisstroms (Joughin u. a., 2010a). Mit einem Eisausstoß von $13,5 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ bzw. $9,9 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ sind der Nioghalvfjærdsbræ und der Zachariae Bræ zugleich die beiden bedeutendsten Ausflussgletscher in Nordost-Grönland (Rignot und Kanagaratnam, 2006). Am Nioghalvfjærdsbræ konnte keine signifikante Fließgeschwindigkeitsänderung festgestellt werden. Im Gegensatz dazu durchläuft der wenige Kilometer südlicher gelegene Zachariae Bræ drastische Veränderungen. Der Gletscher verlor nicht nur einen Großteil seines Schelfeises (Joughin u. a., 2010a), sondern der Eisfluss im Frontbereich beschleunigte sich auch im letzten Jahrzehnt um 43 % ($0,17 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$).

Der zu den *Surge*-Gletschern zählende Storstrommen befindet sich nach einem Frontvorstoß zwischen 1978 und 1984 zurzeit in einer Ruhephase (Reeh u. a., 1994; Mohr u. a., 1998). Im Frontbereich koalesziert er ohne nachweisbare Fließbewegung mit dem L. Bistrup Bræ. Nur im oberen Teil des Storstrommen fließt er mit Maximalwerten um 1 m/Tag.

Weiter im Süden zeigt der Großteil der untersuchten Gletscher zwischen L. Bistrup Bræ und Wahlenberg-

Gletscher keine signifikanten Änderungen im Fließverhalten (siehe Abbildung 8.2). Ausnahmen davon bilden der Gerard-de-Geer-Gletscher und der Nordenskiöld-Gletscher im Kejser-Franz-Josephs-Fjord. Moon u. a. (2012) detektierten am Gerard-de-Geer-Gletscher eine um 20 % verlangsamte Eisbewegung zwischen 2000 und 2005, die danach wiederum stark anstieg. Eine Verlängerung der Zeitreihe bis einschließlich 2012 zeigt eine erneute Verringerung der Fließgeschwindigkeit im Jahre 2012. Die hohe zeitliche Auflösung der Landsat-Ergebnisse lässt zudem ein großes saisonales Signal mit einem Maximum im Juni/Juli und einer Amplitude von etwa 1 m/Tag (30 %) erkennen. Der Nordenskiöld-Gletscher hingegen beschleunigte sich nach einer stabilen Phase bis 2008 von 0,8 m/Tag auf 1,4 m/Tag im Jahre 2011. Zeitlich synchron zum Gerard-de-Geer-Gletscher zeigte er im folgenden Jahr eine leicht verringerte Fließgeschwindigkeit.

9 Zusammenfassung

Seit dem Beginn der Satellitenfernerkundung konnten außerordentliche Fortschritte hinsichtlich der Sensorentwicklung und der genutzten Auswertemethoden erzielt werden. Im Laufe der letzten 40 Jahre veränderten sich die Auswerteverfahren von einer visuellen Inspektion und Interpretation anhand einzelner Satellitenbilder hin zu einer überwiegend automatischen Verarbeitung großer Mengen multisensoraler und multitemporaler Fernerkundungsdaten. Diese neuen Möglichkeiten eröffneten ein breites Spektrum an interdisziplinären Anwendungsmöglichkeiten im Bereich der Erdsystemforschung und ihrer Teildisziplinen. Im Bereich der Kryosphäre sind es vor allem die dynamischen Ausflussgletscher im Randbereich der großen Eisschilde, in denen Fernerkundungsdaten mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung zu einem besseren Prozessverständnis führen können. Gerade die kurzfristigen Änderungen im Fließregime sowie Lageänderungen der Gletscherfront und ihre zugrunde liegenden Mechanismen sind nur ungenügend bekannt.

Diese Arbeit widmet sich der Erstellung eines weitgehend automatischen Monitoring-Systems zur Erfassung von Fließgeschwindigkeitsfeldern und Gletscherfrontlagen sowie deren Änderungen anhand multitemporaler Landsat-Aufnahmen im Bereich des Grönländischen Eisschildes. Dies umfasst die sorgfältige Kombination verschiedener opto-mechanischer Scannersysteme unter Berücksichtigung ihrer sensorspezifischen Charakteristika. Für den Großteil der grönländischen Ausflussgletscher wurden Fließgeschwindigkeitsfelder und Frontlagen über den gesamten Landsat-Missionszeitraum bestimmt.

Ableitung von Fließgeschwindigkeitsfeldern

Die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit basiert auf der Kombination flächenhafter Zuordnungsverfahren in koregistrierten Bildpaaren. Neben dem Verfahren der normalisierten Kreuzkorrelation und dem Phasenkorrelationsverfahren zur Näherungswertbestimmung wurde ein nachgeschaltetes LSM zur Schätzung von subpixelgenauen Verschiebungsbeträgen wie auch von Rotations- und Scherparametern eingesetzt. Ebenso wurden die implementierten Verfahren so angepasst, dass eine Bildzuordnung trotz der auftretenden Datenlücken in Landsat-7-Szenen mit SLC-Ausfall¹⁴ möglich ist. Entsprechend der geometrischen Auflösung und der Zeitbasis des Szenenpaares wurden die Verschiebungskomponenten in horizontale Fließgeschwindigkeiten transformiert. Aus den Rotations- und Scherparametern wurden zusätzlich Informationen über die Deformationseigenschaften des Eises gewonnen.

Die ermittelten Fließgeschwindigkeitsfelder sind nicht frei von groben Zuordnungsfehlern. Der Ansatz der adaptiven, rekursiven Gradientenfilterung erlaubt eine Eliminierung dieser Fehler. Bei diesem Verfahren

¹⁴Dies betrifft alle Landsat-7-Szenen, die nach dem 31. Mai 2003 aufgenommen wurden.

wurden fließdynamische Eigenschaften des Gletschers als A-priori-Information im Filterschritt eingeführt, sodass eine robuste und zuverlässige Detektion der Ausreißer erreicht wurde.

Zur Verbesserung der Koregistrierungsgenauigkeit der Bildpaare wurden Verschiebungsfelder in stationären Bildregionen bestimmt, mit denen die Restverschiebung der Szenen zueinander minimiert wurde. Besitzen die Satellitenbilder nicht ausreichend stationäre Bereiche oder sind diese durch Wolken bedeckt, wurde die Berechnung der Verschiebungsfelder in vergletscherten Regionen durchgeführt. In diesem Fall wurde die Bildzuordnung auf tiefpassgefilterte Bilder angewandt, die somit von bewegten Spaltenbereichen nicht mehr beeinflusst sind.

Die Satellitenbilder des Landsat-Archivs werden entweder ohne Korrektion des radialen Versatzes oder mit dem GTOPO30-Geländemodell orthorektifiziert bereitgestellt. In beiden Produktvarianten können in den Bildzuordnungsergebnissen dadurch große Restverschiebungen auftreten. Dieser Fehleranteil konnte durch die Verwendung eines hochauflösenden Geländemodells (ASTER-GDEM-V2) deutlich reduziert werden. Einigen Geschwindigkeitsfeldern, die aus Landsat-7-Szenenpaaren mit SLC-Ausfall erstellt wurden, kann immer noch ein Streifenmuster überlagert sein, das durch leicht zueinander verschobene Scanzeilen in den Aufnahmen hervorgerufen wurde. Mittels Bandpassfilterung der Streifenfrequenz und anschließender Erstellung sowie Reduktion eines sinusförmigen Musters wurde dieser Streifeneffekt stark verringert.

Detektion von Gletscherfrontlagen

Die Ableitung der Gletscherfrontlage wurde mit zwei verschiedenen Ansätzen demonstriert. Beide Verfahren wurden speziell für die Frontbestimmung von Gezeitengletschern in Eisfjorden entworfen, in denen gängige Standardauswertemethoden der Gletscherflächenkartierung nur eingeschränkt nutzbar sind. Das erste Verfahren ermittelt die Gletscherfront entlang mehrerer paralleler Profile, die im Übergangsbereich zwischen Eisfjord und Gletscherbereich liegen. Anhand der Grauwertverteilung kann in jedem Profil der Beginn des Gletscherbereiches detektiert werden. Aus diesen Punkten wird anschließend das Frontpolygon vektorisiert.

Das zweite Verfahren verfolgt einen flächenhaften Ansatz. Aufgrund der unterschiedlichen Texturausprägung ist eine Trennung der vergletscherten Gebiete von den Bereichen des Eisfjordes mit Hilfe einer überwachten Klassifikation möglich. Die dazu verwendeten statistischen Texturmerkmale wurden aus der GLCM bestimmt. Schließlich entspricht der gesuchte Frontverlauf dem von den Fjordseiten begrenzten Randbereich der klassifizierten Gletscherfläche.

Entscheidend für die Frontlagegenauigkeit beider Verfahren ist die präzise Georeferenzierung der Landsat-Szenen. Zu diesem Zweck wurden alle Szenen eines Gebietes bezüglich einer ausgewählten Landsat-7-Aufnahme koregistriert. Dadurch wurde eine absolute Lagegenauigkeit von weniger als 50 m erreicht.

Dynamik der grönländischen Ausflussgletscher

Im Zeitraum zwischen 1972 und 2012 wurden für nahezu alle Ausflussgletscher Grönlands Fließgeschwindigkeitsfelder auf einer Fläche von etwa 500 000 km² bestimmt. Dieses Gebiet wurde in 90 Einzelregionen unterteilt, in welchen aus mehr als 16 000 Satellitenbildern der Landsat-Mission für jede Region etwa 500 bis 3000 Geschwindigkeitsfelder abgeleitet wurden. Insgesamt liegen damit über 110 000 Geschwindigkeitsfelder mit einer räumlichen Auflösung von 300 m×300 m vor. Aus diesen Informationen lässt sich nicht

nur das Langzeitverhalten der Gletscher studieren, sondern sie liefern auch einen Einblick in die saisonale Variabilität des Fließregimes. Die hohe zeitliche Auflösung der bestimmten Fließgeschwindigkeiten zwischen 1999 und 2012 wurde bisher nur für wenige große Ausflussgletscher in Grönland veröffentlicht. Zum überwiegenden Teil wurden die Gezeitengletscher mit einer Frontbreite von mehr als einem Kilometer analysiert. Unter den insgesamt 302 untersuchten Gletschern befinden sich nur wenige landseitig endende Gletscher, da eine Bildzuordnung aufgrund der meist fehlenden kontrastreichen Bildtextur scheitert. Für etwa ein Drittel der Gletscher wurden zusätzlich die Frontlagepositionen und ihre Änderungen in den letzten vier Jahrzehnten ermittelt.

Für nahezu alle Ausflussgletscher wurde die zeitliche Variation der Fließgeschwindigkeit an repräsentativen Positionen im Frontbereich untersucht und die räumliche Veränderung im Fließregime bestimmt. Generell zeigen die Gletscher in Zentralwest-, Nordwest- und Südost-Grönland nicht nur höhere Fließgeschwindigkeiten im Vergleich zu den Gletschern in anderen Regionen Grönlands, sondern weisen oft auch ein deutlich beschleunigtes Fließverhalten auf. Vor allem zeigen die Gezeitengletscher eine wesentlich höhere Dynamik als landseitig endende Gletscher. Neben den beobachteten Geschwindigkeitsänderungen ist häufig auch eine Variation der Frontlage zu beobachten. Gewöhnlich ist eine Beschleunigung des Gletschers mit einem Frontrückzug verbunden. Die seit 1999 größten Veränderungen wurden am Jakobshavn Isbræ und am Upernavik Isstrøm im Westen sowie an einem Ausflussgletscher in der Køge Bugt im Südosten Grönlands beobachtet. Diese Gletscher zeigen einen jährlichen Geschwindigkeitsanstieg von mehr als 0,9 m/Tag. Die im Untersuchungszeitraum größte Verringerung der Fließgeschwindigkeit besitzen der nördliche Ausfluss eines nicht benannten Gletschersystems im Bereich der Ûnartit-Inselgruppe in Zentralost-Grönland ($-0,26 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$) sowie der Sermeq kujatdleq ($-0,2 \text{ m/Tag Jahr}^{-1}$) im zentralen Westen.

Der zeitliche Verlauf der Fließgeschwindigkeitsänderung weicht vom linearen Trend oftmals stark ab und unterscheidet sich hinsichtlich des Beginns, der Dauer und des Endes der Beschleunigung bzw. der Phasen verringerter Fließgeschwindigkeit. Eine Ausnahme bilden hierbei die Ausflussgletscher im Südosten Grönlands, deren Änderung der Fließbewegung zwischen 2000 und 2008 überwiegend synchron verlief. Seit 2008 konnte dieses einheitliche Verhalten an einer Mehrzahl der Gletscher nicht mehr nachgewiesen werden.

Ausflussgletscher können innerhalb weniger Jahre ihre Geschwindigkeit und ihren Eismassenausstoß verdoppeln, stabilisieren sich aber in der Regel nach Jahren extremer Beschleunigung. Dabei folgt einer starken, oft über Jahre andauernden Beschleunigungsphase eine langsame Verringerung der Fließgeschwindigkeit. Danach besitzen die meisten Gletscher im Vergleich zur Zeit vor der Beschleunigung eine höhere Fließgeschwindigkeit und verbleiben häufig auf einer rückverlagerten Frontposition.

Die meisten Ausflussgletscher zeigen vielfach eine ausgeprägte saisonale Variabilität ihrer Fließgeschwindigkeit und ihrer Frontlage. Nicht selten variiert innerhalb eines Jahres die Geschwindigkeit im Frontbereich um mehr als 2 m/Tag, die mit zunehmender Entfernung von der Gletscherfront abnimmt. Die grönländischen Gletscher erreichen ihre Maximalgeschwindigkeit vorwiegend zwischen Mai und Oktober. Der saisonale Verlauf ist gletscherspezifisch und kann überdies auch in seinem zeitlichen Verlauf variieren. Die über mehrere Dekaden vorliegende Zeitreihe der bestimmten Fließgeschwindigkeiten ermöglicht im Besonderen die Detektion und die Untersuchung des zeitlichen Verlaufs von *Surge*-Ereignissen.

Die sowohl große zeitliche als auch hohe räumliche Variabilität der ermittelten Fließgeschwindigkeiten und Frontlagen zeigt eindrucksvoll die Dynamik und Komplexität des gesamten grönländischen Gletscher-

systems. Das modular aufgebaute Auswertesystem liefert ein Werkzeug zur routinemäßigen, überwiegend automatischen Ableitung des Fließregimes und ermöglicht darüber hinaus die einfache Integration weiterer bestehender oder zukünftiger Satellitensensoren.

Das Programmpaket eignet sich auch zur Anwendung in anderen ausgedehnten vergletscherten Gebieten. Der Antarktische Eisschild stellt ein mögliches zukünftiges Anwendungsgebiet dar.

Literaturverzeichnis

- Ackermann, F. (1984). High Precision Digital Image Correlation. 39. *Photogrammetric Week*. Bd. 9. Schriftenreihe des Instituts für Photogrammetrie, Universität Stuttgart. Heft 9, Schriftenreihe des Instituts für Photogrammetrie, Universität Stuttgart.
- Albert, J., H.-G. Maas, A. Schade und W. Schwarz (2002). Pilot studies on photogrammetric bridge deformation measurement. *2nd IAG Com. IV Symposium on Geodesy for Geotechnical and Structural Engineering*.
- Alley, R.B., J.T. Andrews, J. Brigham-Grette, G.K.C. Clarke, K.M. Cuffey, J.J. Fitzpatrick, S. Funder, S.J. Marshall, G.H. Miller, J.X. Mitrovica, D.R. Muhs, B.L. Otto-Bliesner, L. Polyak und J.W.C. White (2010). History of the Greenland Ice Sheet: paleoclimatic insights. *Quat. Sci. Rev.* 29(15-16): 1728–1756. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.02.007.
- Alley, R.B. und I. Joughin (2012). Modeling Ice-Sheet Flow. *Science* 336(6081): 551–552. DOI: 10.1126/science.1220530.
- Alley, R.B., K. Spencer und S. Anandakrishnan (2007). Ice-sheet mass balance: assessment, attribution and prognosis. *Ann. Glac.* 46(1): 1–7.
- Alley, R.B. und I.M. Whillans (1991). Changes in the West Antarctic Ice Sheet. *Science* 254(5034): 959–963. DOI: 10.1126/science.254.5034.959.
- Amundson, J.M., M. Fahnestock, M. Truffer, J. Brown, M.P. Lüthi und R.J. Motyka (2010). Ice mélange dynamics and implications for terminus stability, Jakobshavn Isbræ, Greenland. *J. Geophys. Res.* 115: F01005. DOI: 10.1029/2009JF001405.
- Amundson, J.M., M. Truffer, M.P. Lüthi, M. Fahnestock, M. West und R.J. Motyka (2008). Glacier, fjord, and seismic response to recent large calving events, Jakobshavn Isbræ, Greenland. *Geophys. Res. Lett.* 35: L22501. DOI: 10.1029/2008GL035281.
- Arvidson, T., J. Gasch und S.N. Goward (2001). Landsat 7's long-term acquisition plan — an innovative approach to building a global imagery archive. *Remote Sens. Environ.* 78(1-2): 13–26. DOI: 10.1016/S0034-4257(01)00263-2.
- Arvidson, T., R. Irish, B. L. Markham, D. L. Williams, J. Feuquay, J. Gasch und S. N. Goward (2002). Validation of the Landsat 7 Long Term Acquisition Plan. *Pecora 15/Land Satellite Information IV/ISPRS Commission I/FIEOS*. Denver, CO: 13.
- Balci, M. und H. Foroosh (2006). Subpixel Registration Directly from the Phase Difference. *EURASIP Journal on Advances in Signal Processing* 2006: 1–12. DOI: 10.1155/ASP/2006/60796.
- Baldrige, A.M., S.J. Hook, C.I. Grove und G. Rivera (2009). The ASTER spectral library version 2.0. *Remote Sens. Environ.* 113(4): 711–715. DOI: 10.1016/j.rse.2008.11.007.
- Baltsavias, E. (1991). Multiphoto Geometrically Constrained Matching. Eidgenössische Technische Hochschule Zürich. Dissertation. Institut für Geodäsie und Photogrammetrie (ETHZ).
- Baltsavias, E.P. (1999). *Matching Verfahren und automatische DTM Generierung*. Lehrmaterialien, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie. Zürich. DOI: <http://dx.doi.org/10.3929/ethz-a-004658741>.
- Bamber, J.L., S. Ekholm und W. Krabill (1998). The accuracy of satellite radar altimeter data over the Greenland Ice Sheet determined from airborne laser data. *Geophys. Res. Lett.* 25(16): 3177. DOI: 10.1029/98GL01594.
- Bamber, J.L., R.L. Layberry und S.P. Gogineni (2001). A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet 1. Measurements, data reduction, and errors. *J. Geophys. Res.* 106(D24): 33773–33780.
- Barnard, S.T. und M.A. Fischler (1987). *Encyclopedia of Artificial Intelligence: Kap. Stereo Vision*. New York: John Wiley.

- Bartholomew, I., P. Nienow, D. Mair, A. Hubbard, M.A. King und A. Sole (2010). Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier. *Nature Geosci.* 3(6): 408–411. DOI: 10.1038/ngeo863.
- Bäßler, M. (2011). Untersuchungen zu Topographie und Bewegungsverhalten für das Küstengebiet des Riiser-Larsen- und Brunt-Schelfeises mittels Radarfernerkundung. Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie. Dissertation.
- Bauer, A. (1968). Missions Aériennes de reconnaissance au Groenland 1957-1958. *Meddelelser om Grønland* 173(3).
- Beller, M. (2006). Ein intuitives Verfahren zur adaptiven merkmalsgestützten Segmentierung. Universität Mannheim. Dissertation.
- Benson, C.S. (1960). Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. California Institute of Technology. Dissertation.
- Bevan, S.L., A.J. Luckman und T. Murray (2012). Glacier dynamics over the last quarter of a century at Helheim, Kangerdlugssuaq and 14 other major Greenland outlet glaciers. *The Cryosphere* 6: 923–937. DOI: 10.5194/tc-6-923-2012.
- Bindschadler, R. (1983). The importance of pressurized subglacial water in separation and sliding at the glacier bed. *J. Glac.* 29(101): 3–19.
- Bindschadler, R. (1998). Monitoring ice sheet behavior from space. *Rev. Geophys.* 36(1): 79–104.
- Bindschadler, R.A. und P.L. Vornberger (1994). Detailed elevation map of Ice Stream C, Antarctica, using satellite imagery and airborne radar. *Ann. Glac.* 20(1): 327–335. DOI: 10.3189/172756494794587177.
- Bindschadler, R., J. Dowdeswell, D. Hall und J.-G. Winther (2001). Glaciological applications with Landsat-7 imagery: Early assessments. *Remote Sens. Environ.* 78(1-2): 163–179. DOI: 10.1016/S0034-4257(01)00257-7.
- Bindschadler, R., P. Vornberger, A. Fleming, A. Fox, J. Mullins, D. Binnie, S. Paulsen, B. Granneman und D. Gorodetzky (2008). The Landsat Image Mosaic of Antarctica. *Remote Sens. Environ.* 112(12): 4214–4226. DOI: 10.1016/j.rse.2008.07.006.
- Bingham, A.W. und W.G. Rees (1999). Construction of a high-resolution DEM of an Arctic ice cap using shape-from-shading. *Int. J. Remote Sensing* 20(15-16): 3231–3242. DOI: 10.1080/014311699211723.
- Björk, A.A., K.H. Kjær, N.J. Korsgaard, S.A. Khan, K.K. Kjeldsen, C.S. Andresen, J.E. Box, N.K. Larsen und S. Funder (2012). An aerial view of 80 years of climate-related glacier fluctuations in southeast Greenland. *Nature Geosci.* 5(6): 427–432. DOI: 10.1038/ngeo1481.
- Bolch, T., M. Buchroithner, A. Kunert und U. Kamp (2007). Automated Delineation of Debris-Covered Glaciers Based on ASTER Data. *Proceedings of EARSeL-Symposium Geoinformation in Europe, Bozen, June 4–7, 2007*: 403–410.
- Bourdelle, B. und M. Fily (1993). Snow grain-size determination from Landsat imagery over Terre Adelie, Antarctica. *Ann. Glac.* 17: 86–92.
- Brandt, J. und D. Jörgl (2007). *Entscheidungsbäume*.
URL: <http://www.stat.uni-muenchen.de/~thomas/studium/semakt/> [19.11.2010].
- Breiman, L. (1993). *Classification and regression trees*. New York: Chapman & Hall.
- Broecker, W.S. und G.H. Denton (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(10): 2465–2501. DOI: 10.1016/0016-7037(89)90123-3.
- Brown, L.G. (1992). A Survey of Image Registration Techniques. *ACM Comp. Surveys* 24(4): 325–376.
- Budikova, D. (2009). Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. *Global Planet. Change* 68(3): 149–163. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2009.04.001.
- Burgess, E.W., R.R. Forster, J.E. Box, E. Mosley-Thompson, D.H. Bromwich, R.C. Bales und L.C. Smith (2010). A spatially calibrated model of annual accumulation rate on the Greenland Ice Sheet (1958–2007). *J. Geophys. Res.* 115(F2). DOI: 10.1029/2009JF001293.
- Butz, T. (2011). *Fouriertransformation für Fußgänger*. Wiesbaden: Vieweg + Teubner.
- Chander, G. und E. Micijevic (2006). Absolute calibration accuracy of L4 TM and L5 TM sensor image pairs. *Proc. of SPIE, Earth Observing Systems XI* 6296.
- Christoffersen, P., M. O’Leary, J.H. Van Angelen und M. Van Den Broeke (2012). Partitioning effects from ocean and atmosphere on the calving stability of Kangerdlugssuaq Glacier, East Greenland. *Ann. Glac.* 53(60): 249–256. DOI: 10.3189/2012AOG60A087.
- Citterio, M. und A.P. Ahlstrøm (2013). Brief communication “The aerophotogrammetric map of Greenland ice masses”. *The Cryosphere* 7(2): 445–449. DOI: 10.5194/tc-7-445-2013.

- Clarke, T.S. und K. Echelmeyer (1996). Seismic-reflection evidence for a deep subglacial trough beneath Jakobshavn Isbræ, West Greenland. *J. Glac.* 43(141): 219–232.
- Clausi, D.A. (2002). An analysis of co-occurrence texture statistics as a function of grey level quantization. *Can. J. Remote Sensing* 28(1): 45–62. DOI: 10.5589/m02-004.
- Colwell, R.N. und R.G. Reeves (1983). *Manual of Remote Sensing – Volume I*. Falls Church: American Society of Photogrammetry.
- Cooley, J.W. und J.W. Tukey (1965). An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of Computation* 19(90): 297. DOI: 10.1090/S0025-5718-1965-0178586-1.
- Cosnefroy, H., M. Leroy und X. Briottet (1996). Selection and characterization of Saharan and Arabian desert sites for the calibration of optical satellite sensors. *Remote Sens. Environ.* 58(1): 101–114. DOI: 10.1016/0034-4257(95)00211-1.
- Cuffey, K.M. und W.S.B. Paterson (2010). *The Physics of Glaciers*. 4. Aufl. Amsterdam: Butterworth-Heinemann.
- Davis, J. L., P. Elsoegui, G. Hamilton, L. Stearns, M. Langer, M. K. Nettles und T. B. Larsen (2007). Mechanisms for Tidally Induced Glacier Deformation and Flow Variations, East Greenland. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #G33B-1234*.
- Dawes, P.R. und E.W. Glendal (2007). *A glossary of GEUS publications: spelling and usage of troublesome words and names made easy*. Techn. Ber.
- Dawes, P.R. und D. van As (2010). An advancing glacier in a recessive ice regime: Berlingske Bræ, North-West Greenland. *Geol. Greenl. Surv. Bull.* 20: 79–82.
- Debella-Gilo, M. und A. Kääb (2012a). Locally adaptive template sizes for matching repeat images of Earth surface mass movements. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 69: 10–28. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2012.02.002.
- Debella-Gilo, M. und A. Kääb (2012b). Measurement of Surface Displacement and Deformation of Mass Movements Using Least Squares Matching of Repeat High Resolution Satellite and Aerial Images. *Remote Sensing* 4(12): 43–67. DOI: 10.3390/rs4010043.
- Dethier, B.E. (1974). *Phenology Satellite Experiment – Type III Final Report*. Cornell University, Division of Atmospheric Sciences.
- Dietrich, R., H.-G. Maas, M. Bäßler, A. Rülke, A. Richter, E. Schwalbe und P. Westfeld (2007). Jakobshavn Isbræ, West Greenland: Flow velocities and tidal interaction of the front area from 2004 field observations. *J. Geophys. Res.* 112: F03S21. DOI: 10.1029/2006JF000601.
- DMA (1996). 30“ *DEM from Digital Chart of the World*.
URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/report/s1/s1.html> [01.11.2013].
- Dowdeswell, J.A., A.F. Glazovsky und Y.Y. Macheret (1995). Ice Divides and Drainage Basins on the Ice Caps of Franz Josef Land, Russian High Arctic, Defined from Landsat, KFA-1000, and ERS-1 SAR Satellite Imagery. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 27(3): 264–270.
- Dowdeswell, J.A. und N.F. McIntyre (1986). The saturation of LANDSAT MSS detectors over large ice masses. *Int. J. Remote Sensing* 7(1): 151–164. DOI: 10.1080/01431168608954667.
- Dowdeswell, J.A. und N.F. McIntyre (1987). The surface topography of large ice masses from Landsat imagery. *J. Glac.* 33(113): 16–23.
- Dowdeswell, J.A. und M. Williams (1997). Surge-type glaciers in the Russian High Arctic identified from digital satellite imagery. *J. Glac.* 43(145): 489–494.
- Dozier, J. (1984). Snow Reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-22(3): 323–328.
- Dozier, J. (1989). Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sens. Environ.* 28: 9–22.
- Duchon, C.E. (1979). Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *J. Appl. Met.* 18(8): 1016–1022. DOI: 10.1175/1520-0450(1979)018<1016:LFIOAT>2.0.CO;2.
- Duda, R.O., P.E. Hart und D.G. Stork (2001). *Pattern Classification*. John Wiley & Sons, Inc.
- Echelmeyer, K., T.S. Clarke und W.D. Harrison (1991). Surficial glaciology of Jakobshavn Isbræ, West Greenland: Part I. Surface morphology. *J. Glac.* 37(127): 368–382.
- Echelmeyer, K. und W.D. Harrison (1990). Jakobshavn Isbræ, West Greenland: seasonal variations in velocity – or lack thereof. *J. Glac.* 36(122): 82–88.

- Eldhuset, K. und D.J. Weydahl (2011). Geolocation and Stereo Height Estimation Using TerraSAR-X Spotlight Image Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 49(10): 3574–3581. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2160951.
- ESRI (2013). *LandsatGLS/GLS2010*.
URL: http://imagery.arcgis.com/arcgis/rest/services/LandsatGLS/GLS2010_Enhanced/ImageServer [14.08.2013].
- Ettema, J., M.R. van den Broeke, E. van Meijgaard, W.J. van de Berg, J.L. Bamber, J.E. Box und R.C. Bales (2009). Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling. *Geophys. Res. Lett.* 36(12). DOI: 10.1029/2009GL038110.
- Ewert, H., A. Groh und R. Dietrich (2012). Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE. *J. Geodyn.* 59–60: 111–123. DOI: 10.1016/j.jog.2011.06.003.
- Falkner, K.K., H. Melling, A.M. Münchow, J.E. Box, T. Wohlleben, H.L. Johnson, P. Gudmandsen, R. Samelson, L. Copland, K. Steffen, E. Rignot und A.K. Higgins (2011). Context for the Recent Massive Petermann Glacier Calving Event. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 92(14): 117. DOI: 10.1029/2011E0140001.
- Ferrigno, J.G. und W.G. Gould (1987). Substantial changes in the coastline of Antarctica revealed by satellite imagery. *Polar Record* 23(146): 577. DOI: 10.1017/S003224740000807X.
- Fetterer, F., K. Knowles, W. Meier und M. Savio (2009). *Sea Ice Index*. National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA.
- Foroosh, H., J.B. Zerubia und M. Berthod (2002). Extension of phase correlation to subpixel registration. *IEEE Transactions on Image Processing* 11(3): 188–200. DOI: 10.1109/83.988953.
- Forsberg, B. (2012). *ESA Climate Change Initiative (CCI) – User Requirements Document*. Techn. Ber.
- Funder, S. (1989). Quaternary Geology of Canada and Greenland. Hrsg. von R.J. Fulton. Geological Survey of Canada, Toronto. Kap. Quaternary geology of the ice free areas and adjacent shelves of Greenland: 743–792.
- GEBCO (2010). *The GEBCO_08 grid, version 20100927*. Digital media.
- Gebler, S. (2009). *Fließlinien des Antarktischen und Grönländischen Eisschildes: Berechnung und Interpretation*. Diplomarbeit, Institut für Planetare Geodäsie, TU Dresden.
- Gierloff-Emden, H.G. (1989). *Fernerkundungskartographie mit Satellitenaufnahmen – Teilband 1*. Bd. IV/1. Die Kartographie und ihre Randgebiete. Die Kartographie und ihre Randgebiete, Band IV/1, Deuticke, Wien. Wien: Deuticke.
- Gjermundsen, E.F., R. Mathieu, A. Käab, T. Chinn, B. Fitzharris und J.O. Hagen (2011). Assessment of multispectral glacier mapping methods and derivation of glacier area changes, 1978–2002, in the central Southern Alps, New Zealand, from ASTER satellite data, field survey and existing inventory data. *J. Glac.* 57(204): 667–683. DOI: 10.3189/002214311797409749.
- Glen, J.W. (1955). The Creep of Polycrystalline Ice. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 228(1175): 519–538. DOI: 10.1098/rspa.1955.0066.
- Gonzalez, R.C. und R.E. Woods (2008). *Digital Image Processing*. Prentice Hall.
- Goward, S.N., J.G. Masek, D.L. Williams, J.R. Irons und R.J. Thompson (2001). The Landsat 7 mission. *Remote Sens. Environ.* 78(1-2): 3–12. DOI: 10.1016/S0034-4257(01)00262-0.
- Goward, S.N. und D.L. Williams (1997). Landsat and Earth Systems Science : Development of terrestrial monitoring. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 63(7): 887–900.
- Gratton, D.J., P.J. Howarth und D.J. Marceau (1990). Combining DEM Parameters With Landsat MSS And TM Imagery In A GIS For Mountain Glacier Characterization. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28(4): 766–769. DOI: 10.1109/TGRS.1990.573023.
- Gregory, J.M., P. Huybrechts und S.C.P. Raper (2004). Threatened loss of the Greenland ice-sheet. *Nature* 428: 616.
- Grün, A. (1985). Adaptive Least Squares Correlation: A Powerful Image Matching Technique. *South African Journal of Photogrammetry, Remote Sensing & Cartography* 14(3): 175–187.
- Gutman, G., R. Byrnes, J. Masek, S. Covington, C. Justice, S. Franks und R. Headley (2008). Towards monitoring land-cover and land-use changes at a global scale: The Global Land Survey 2005. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 74(1): 6–10.
- Gutman, G. und J. Masek (2012). Global Land Surveys from Landsat Observations: Past, Present and Future. *ISPRS Archives XXXVIII-8/W3*: 3.

- Guyon, I. und A. Elisseeff (2003). An introduction to variable and feature selection. *Journal of Machine Learning Research* 3: 1157–1182.
- Haeberli, W., M. Hoelzle, F. Paul und M. Zemp (2007). Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Ann. Glac.* 46(1): 150–160. DOI: 10.3189/172756407782871512.
- Hagen, J.O. und O. Liestøl (1990). Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950–88. *Ann. Glac.* 14: 102–106.
- Hall, D.K., J.L. Foster, J.Y.L. Chien und G.A. Riggs (1995a). Determination of actual snow-covered area using Landsat TM and digital elevation model data in Glacier National Park, Montana. *Polar Record* 31(177): 191. DOI: 10.1017/S0032247400013693.
- Hall, D.K. und J.P. Ormsby (1987). Characterization of Snow and Ice Reflectance Zones on Glaciers Using Landsat Thematic Mapper Data. *Ann. Glac.* 9: 104–108.
- Hall, D.K., G.A. Riggs und V.V. Salomonson (1995b). Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sens. Environ.* 54(2): 127–140. DOI: 10.1016/0034-4257(95)00137-P.
- Hamblin, W.K. (2008). *Earth's Dynamic Systems*. Provo, Utah: Brigham Young University.
- Hanna, E., P. Huybrechts, I. Janssens, J. Cappelen, K. Steffen und A. Stephens (2005). Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958–2003. *J. Geophys. Res.* 110: D13108. DOI: 10.1029/2004JD005641.
- Hannah, M.J. (1974). Computer Matching of Areas in Stereo Images. Computer Science Department Report STAN-CS-74-438. Dissertation.
- Hansen, M.C. und T.R. Loveland (2012). A review of large area monitoring of land cover change using Landsat data. *Remote Sens. Environ.* 122: 66–74. DOI: 10.1016/j.rse.2011.08.024.
- Haralick, R.M. (1979). Statistical and structural approaches to texture. *Proceedings of the IEEE* 67(5): 786–804. DOI: 10.1109/PROC.1979.11328.
- Haralick, R.M., K. Shanmugan und I. Dinstein (1973). Textural features for image classification. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics* 3(1): 610–621.
- Hardy, R.J., J.L. Bamber und S. Orford (2000). The delineation of drainage basins on the Greenland ice sheet for mass-balance analyses using a combined modelling and geographical information system approach. *Hydrological Processes* 14(11–12): 1931–1941. DOI: 10.1002/1099-1085(20000815/30)14:11/12<1931::AID-HYP46>3.0.CO;2-2.
- Harper, J.T., N.F. Humphrey und W. T. Pfeffer (1998). Crevasse patterns and the strain-rate tensor: a high-resolution comparison. *J. Glac.* 44(146): 68–76.
- Harris, F. (1978). On the Use of Windows for Harmonic Analysis with the Discrete Fourier Transform. *Proceedings of the IEEE* 66(1): 51–83.
- Haußecker, H. und H. Spies (1999). *Motion – Handbook of Computer Vision and Applications – Signal Processing and Pattern Recognition*. Academic Press.
- Heid, T. (2011). Deriving glacier surface velocities from repeat optical images. Dissertation. Faculty of Mathematics und Natural Sciences, University of Oslo.
- Heipke, C. (1996). Overview of Image Matching Techniques. *OEEPE Workshop on the Application of Digital Photogrammetric Workstations*. Lausanne, Switzerland.
- Herzfeld, U.C., G.K.C. Clarke, H. Mayer und R. Greve (2004). Derivation of deformation characteristics in fast-moving glaciers. *Comput. Geosci.* 30(3): 291–302. DOI: 10.1016/j.cageo.2003.10.012.
- Higgins, A.K. (1991). North Greenland Glacier Velocities and Calf Ice Production. *Polarforschung* 60(1): 1–23.
- Hildebrandt, G. (1996). *Fernerkundung und Luftbildmessung*. 1. Aufl. Wichmann, Heidelberg. Hiedelberg: Herbert Wichmann Verlag.
- Holland, D.M., R.H. Thomas, M.H. Ribergaard und B. Lyberth (2008). Acceleration of Jakobshavn Isbræ triggered by warm subsurface ocean waters. *Nature Geosci.* 1: 659–664. DOI: 10.1038/ngeo316.
- Howat, I.M., J.E. Box, Y. Ahn, A. Herrington und E.M. McFadden (2010). Seasonal variability in the dynamics of marine-terminating outlet glaciers in Greenland. *J. Glac.* 56(198): 601–613. DOI: 10.3189/002214310793146232.
- Howat, I.M. und A. Eddy (2011). Multi-decadal retreat of Greenland's marine-terminating glaciers. *J. Glac.* 57(203): 389–396. DOI: 10.3189/002214311796905631.

- Howat, I.M., I. Joughin, M. Fahnestock, B.E. Smith und T.A. Scambos (2008a). Synchronous retreat and acceleration of southeast Greenland outlet glaciers 2000–06: ice dynamics and coupling to climate. *J. Glac.* 54(187): 646–660. DOI: 10.3189/002214308786570908.
- Howat, I.M., I. Joughin, S. Tulaczyk und S. Gogineni (2005). Rapid retreat and acceleration of Helheim Glacier, east Greenland. *Geophys. Res. Lett.* 32: L22502. DOI: 10.1029/2005GL024737.
- Howat, I.M., B.E. Smith, I. Joughin und T.A. Scambos (2008b). Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophys. Res. Lett.* 35: L17505. DOI: 10.1029/2008GL034496.
- Hughes, T. (1986). The Jakobshavns Effect. *Geophys. Res. Lett.* 13(1): 46–48. DOI: 10.1029/GL013i001p00046.
- Iken, A. (1981). The effect of subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model. *J. Glac.* 27(97): 407–421.
- IPCC (2013). Summary for Policymakers. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Hrsg. von T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P.M. Midgley. Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Jacobs, D., É.L. Simms und A. Simms (1997). Recession of the southern part of Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada, between 1961 and 1993, determined from digital mapping of Landsat TM. *J. Glac.* 43(143): 98–102.
- Jähne, B. (2002). *Digitale Bildverarbeitung*. Berlin - Heidelberg: H. Wichmann Verlag.
- Jiskoot, H., D. Juhlin, H. St Pierre und M. Citterio (2012). Tidewater glacier fluctuations in central East Greenland coastal and fjord regions (1980s–2005). *Ann. Glac.* 53(60): 35–44. DOI: 10.3189/2012AoG60A030.
- Jiskoot, H., T. Murray und A. Luckman (2003). Surge potential and drainage-basin characteristics in East Greenland. *Ann. Glac.* 36(1): 142–148. DOI: 10.3189/172756403781816220.
- Jiskoot, H., A.K. Pedersen und T. Murray (2001). Multi-model photogrammetric analysis of the 1990s surge of Sortebræ, East Greenland. *J. Glac.* 47(159): 677–687. DOI: 10.3189/172756501781831846.
- Johannessen, O. M., M. Babiker und M.W. Miles (2013). Unprecedented Retreat in a 50-Year Observational Record for Petermann Glacier, North Greenland. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.* 6(5): 259–265. DOI: 10.3878/j.issn.1674-2834.13.0021.
- Jóhannesson, T., C. Raymond und E. Waddington (1989). Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *J. Glac.* 1989(121): 355–369.
- Johnson, J. (2009). *Surface Balance Velocity of the Greenland Ice Sheet*. Digital Data Set. University of Montana.
- Joughin, I., W. Abdalati und M. Fahnestock (2004). Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. *Nature* 432: 608–610. DOI: 10.1038/nature03130.
- Joughin, I., S.B. Das, M.A. King, B.E. Smith, I.M. Howat und T. Moon (2008a). Seasonal Speedup Along the Western Flank of the Greenland Ice Sheet. *Science* 320: 781–783. DOI: 10.1126/science.1153288.
- Joughin, I., I. Howat, R.B. Alley, G. Ekstrom, M. Fahnestock, T. Moon, M. Nettles, M. Truffer und V.C. Tsai (2008b). Ice-front variation and tidewater behavior on Helheim and Kangerdlugssuaq Glaciers, Greenland. *J. Geophys. Res.* 113: F01004. DOI: 10.1029/2007JF000837.
- Joughin, I., I.M. Howat, M. Fahnestock, B. Smith, W. Krabill, R.B. Alley, H. Stern und M. Truffer (2008c). Continued evolution of Jakobshavn Isbrae following its rapid speedup. *J. Geophys. Res.* 113: F04006. DOI: 10.1029/2008JF001023.
- Joughin, I., B.E. Smith, I.M. Howat, D. Floricioiu, R.B. Alley, M. Truffer und M. Fahnestock (2012). Seasonal to decadal scale variations in the surface velocity of Jakobshavn Isbrae, Greenland: Observation and model-based analysis. *J. Geophys. Res.* 117(F2). DOI: 10.1029/2011JF002110.
- Joughin, I., B.E. Smith, I.M. Howat, T. Scambos und T. Moon (2010a). Greenland flow variability from ice-sheet-wide velocity mapping. *J. Glac.* 56(197): 415–430. DOI: 10.3189/002214310792447734.
- Joughin, I., B. Smith, I. Howat und T. Scambos (2010b). *MEaSURES Greenland Ice Sheet Velocity Map from InSAR Data*. Boulder, Colorado USA.
- Juan, J. de, P. Elósegui, M. Nettles, T.B. Larsen, J.L. Davis, G.S. Hamilton, L.A. Stearns, M.L. Andersen, G. Ekström, A.P. Ahlström, L. Stenseng, S.A. Khan und R. Forsberg (2010). Sudden increase in tidal response linked to calving and acceleration at a large Greenland outlet glacier. *Geophys. Res. Lett.* 37(12). DOI: 10.1029/2010GL043289.
- Jung-Rothenhäusler, F. (1998). Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland. Dissertation. Bremerhaven.
- Kääb, A. (2005). *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Bd. 48. Schriftenreihe Physische Geographie. Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Gemorphodynamik.

- Kanade, T. und M. Okutomi (1994). A stereo matching algorithm with an adaptive window: theory and experiment. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 16(9): 920–932. DOI: 10.1109/34.310690.
- Kelly, M.A. und T.V. Lowell (2009). Fluctuations of local glaciers in Greenland during latest Pleistocene and Holocene time. *Quat. Sci. Rev.* 28(21–22): 2088–2106. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.12.008.
- Khan, S.A., K.H. Kjaer, N.J. Korsgaard, J. Wahr, I.R. Joughin, L.H. Timm, J.L. Bamber, M.R. van den Broeke, L.A. Stearns, G.S. Hamilton, B.M. Csatho, K. Nielsen, R. Hurkmans und G. Babonis (2013). Recurring dynamically induced thinning during 1985 to 2010 on Upernavik Isstrøm, West Greenland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118(1): 111–121. DOI: 10.1029/2012JF002481.
- Kira, R. und L. Rendell (1992). A practical approach to feature selection. *13th International Conference on Machine Learning*. Aberdeen: Morgan Kaufmann: 368–377.
- Kollmeyer, R.C. (1980). West Greenland outlet glaciers: an inventory of the major iceberg producers. *World Glacier Inventory Workshop: Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978; Actes de l'Atelier de Riederalp*. 126: 57–65.
- König, M., J.-G. Winther und E. Isaksson (2001). Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Rev. Geophys.* 39(1): 1–27.
- Kotlyakov, V.M. und N.A. Smolyarova (1990). *Elsevier's Dictionary of Glaciology*. Moscow: USSR Academy of Sciences, Institute of Geography.
- Krimmel, R.M. und M.F. Meier (1975). Glacier Applications of ERTS Images. *J. Glac.* 15(75): 391–402.
- Kuglin, C. und D. Hines (1975). The Phase Correlation Image Alignment Method. *Proc. Int. Conf. Cybernetics and Society*: 163–165.
- Labovitz, M.L. und J.W. Marvin (1986). Precision in geodetic correction of TM data as a function of the number, spatial distribution, and success in matching of control points: a simulation. *Remote Sens. Environ.* 20(3): 237–252. DOI: 10.1016/0034-4257(86)90045-3.
- Lang, H.R. und R. Welch (1999). *Algorithm Theoretical Basis Document for ASTER Digital Elevation Models*. Techn. Ber.
- Lee, D.S., J.C. Storey, M.J. Choate und R.W. Hayes (2004). Four years of Landsat-7 on-orbit geometric calibration and performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(12): 2786–2795.
- Lemke, P., J. Ren, R.B.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas und T. Zhang (2007). Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Hrsg. von S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor und H.L. Miller. Cambridge: Cambridge University Press. Kap. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground: 337–383.
- Lemmens, M.J.P.M. (1988). A survey on stereo matching techniques. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens.* 27(B8): V11–V23.
- Levermann, A., J. Mignot, S. Nawrath und S. Rahmstorf (2007). The Role of Northern Sea Ice Cover for the Weakening of the Thermohaline Circulation under Global Warming. *Journal of Climate* 20(16): 4160–4171. DOI: 10.1175/JCLI4232.1.
- Lewis, J.P., Industrial Light und Magic (1995). *Fast Normalized Cross-Correlation*. Techn. Ber.
- Liu, H., K. Jezek, B. Li und Z. Zhao (2001). *Radarsat Antarctic mapping project digital elevation model, version 2*. URL: ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/RAMP/DEM_V2/ [11.12.2012].
- Loveland, T.R. und J.L. Dwyer (2012). Landsat: Building a strong future. *Remote Sens. Environ.* 122: 22–29. DOI: 10.1016/j.rse.2011.09.022.
- LPGS (2012a). *Differences between the LPGS and NLAPS processing systems*. URL: http://landsat.usgs.gov/documents/nlaps2lpgs_results.pdf [01.11.2013].
- LPGS (2012b). *LPGS and NLAPS Processing Systems Comparison*. URL: http://landsat.usgs.gov/products_IP_LPGSvsNLAPS.php [01.11.2013].
- Lucchitta, B.K. und H.M. Ferguson (1986). Antarctica: Measuring Glacier Velocity from Satellite Images. *Science* 234: 1105–1108.
- Luckman, A., T. Murray, R. de Lange und E. Hanna (2006). Rapid and synchronous ice-dynamic changes in East Greenland. *Geophys. Res. Lett.* 33: L03503. DOI: 10.1029/2005GL025428.
- Luhmann, T. (2003). *Nahbereichsphotogrammetrie*. 2. Aufl. 2. Auflage. Wichmann Verlag.

- Luthcke, S.B., H.J. Zwally, W. Abdalati, D.D. Rowlands, R.D. Ray, R.S. Nerem, F.G. Lemoine, J.J. McCarthy und D.S. Chinn (2006). Recent Greenland Ice Mass Loss by Drainage System from Satellite Gravity Observations. *Science* 314(5803): 1286–1289. DOI: 10.1126/science.1130776.
- MacDonald, R.B. und F.G. Hall (1980). Global Crop Forecasting. *Science* 208(4445): 670–679.
- Madani, H., J.L. Carr und C. Schoeser (2004). Image registration using AutoLandmark. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Bd. 6: 3778–3781. DOI: 10.1109/IGARSS.2004.1369945.
- Markham, B.L. und D.L. Helder (2012). Forty-year calibrated record of earth-reflected radiance from Landsat: A review. *Remote Sens. Environ.* 122: 30–40. DOI: 10.1016/j.rse.2011.06.026.
- Markus, T., D.J. Cavalieri und A. Ivanoff (2002). The potential of using Landsat 7 ETM+ for the classification of sea-ice surface conditions during summer. *Ann. Glac.* 34(1): 415–419. DOI: 10.3189/172756402781817536.
- Marshall, G.J., J.A. Dowdeswell und W.G. Rees (1994). The spatial and temporal effect of cloud cover on the acquisition of high quality landsat imagery in the European Arctic sector. *Remote Sens. Environ.* 50(2): 149–160. DOI: 10.1016/0034-4257(94)90041-8.
- Materka, A., M. Strzelecki, T. Analysis und M.A. Review (1998). *Texture analysis methods – a review*. Institute of Electronics, Technical University of Lodz.
- McFadden, E.M., I.M. Howat, I. Joughin, B.E. Smith und Y. Ahn (2011). Changes in the dynamics of marine terminating outlet glaciers in west Greenland (2000–2009). *J. Geophys. Res.* 116(F2). DOI: 10.1029/2010JF001757.
- McGlone, J.C. (2004). *Manual of Photogrammetry*. 5. Aufl. American Society of Photogrammetry, 5th edition. Bethesda, Maryland, USA: American Society for Photogrammetry und Remote Sensing.
- Meier, M.S. und A. Post (1987). Fast Tidewater Glaciers. *J. Geophys. Res.* 92(B9): 9051–9058. DOI: 10.1029/JB092iB09p09051.
- Mingers, J. (1989). An Empirical Comparison of Pruning Methods for Decision Tree Induction. *Machine Learning* 4(2): 227–243. DOI: 10.1023/A:1022604100933.
- Mock, S.J. (1966). Fluctuations of the Terminus of the Harald Moltke Bræ, Greenland. *J. Glac.* 6(45): 369–373.
- Mohr, J.J., N. Reeh und S.N. Madsen (1998). Three-dimensional glacial flow and surface elevation measured with radar interferometry. *Nature* 391(6664): 273–276. DOI: 10.1038/34635.
- Moon, T. und I. Joughin (2008). Changes in ice front position on Greenland's outlet glaciers from 1992 to 2007. *J. Geophys. Res.* 113: F02022. DOI: 10.1029/2007JF000927.
- Moon, T., I. Joughin, B. Smith und I. Howat (2012). 21st-Century Evolution of Greenland Outlet Glacier Velocities. *Science* 336: 576–578. DOI: 10.1126/science.1219985.
- Murray, T., K. Scharrer, T.D. James, S.R. Dye, E. Hanna, A.D. Booth, N. Selmes, A. Luckman, A.L.C. Hughes, S. Cook und P. Huybrechts (2010). Ocean regulation hypothesis for glacier dynamics in southeast Greenland and implications for ice sheet mass changes. *J. Geophys. Res.* 115(F3). DOI: 10.1029/2009JF001522.
- Murray, T., T. Strozzi, A. Luckman, H. Pritchard und H. Jiskoot (2002). Ice dynamics during a surge of Sortebrae, East Greenland. *Ann. Glac.* 34(1): 323–329. DOI: 10.3189/172756402781817491.
- NASA (2013). *Landsat 7 Science Data Users Handbook*. URL: <http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/> [01.11.2013].
- Netanyahu, N.S., J. Le Moigne und J.G. Masek (2004). Georegistration of Landsat data via robust matching of multiresolution features. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(7): 1586–1600. DOI: 10.1109/TGRS.2004.826822.
- Nick, F.M., A. Luckman, A. Vieli, C.J. van der Veen, D. van As, R.S.W. van de Wal, F. Pattyn, A.L. Hubbard und D. Floricioiu (2012). The response of Petermann Glacier, Greenland, to large calving events, and its future stability in the context of atmospheric and oceanic warming. *J. Glac.* 58(208): 229–239. DOI: 10.3189/2012JoG11J242.
- Nielsen, K., S.A. Khan, N.J. Korsgaard, K.H. Kjær, J. Wahr, M. Bevis, L.A. Stearns und L.H. Timm (2012). Crustal uplift due to ice mass variability on Upernavik Isstrøm, west Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 353–354: 182–189. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.08.024.
- Niemeier, W. (2002). *Ausgleichsrechnung: eine Einführung für Studierende und Praktiker des Vermessungs- und Geoinformationswesens*. Berlin–New York: Walter de Gruyter.
- Nixdorf, U. (1991). Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden. Dissertation.
- NunaGIS (2013). *Asiaq's maps: Topographic map 1:500000 and 1:250000*. URL: <http://en.nunagis.gl/> [01.11.2013].

- Oppenheim, A.V. und Ronald W. Schafer (2004). *Zeitdiskrete Signalverarbeitung*. München: Pearson Studium.
- Orheim, O. und B.K. Lucchitta (1988). Numerical analysis of Landsat thematic mapper images of Antarctica: Surface temperatures and physical properties. *Ann. Glac.* 11: 109–120.
- Østrem, G. (1975). ERTS Data in Glaciology – An Effort to Monitor Glacier Mass Balance from Satellite Imagery. *J. Glac.* 15(73): 403–415.
- Østrem, G. und A. Tvede (1986). Comparison of Glacier Maps: A Source of Climatological Information? *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 68(3): 225–231.
- Otsu, N. (1979). A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics* 9(1): 62–66. DOI: 10.1109/TSMC.1979.4310076.
- Palmer, S., A. Shepherd, P. Nienow und I. Joughin (2011). Seasonal speedup of the Greenland Ice Sheet linked to routing of surface water. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302(3–4): 423–428. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.12.037.
- Parizek, B.R. (2010). Glaciology: Sliding to sea. *Nature Geosci.* 3(6): 385–386. DOI: 10.1038/ngeo879.
- Paul, F. (2001). Evaluation of different methods for glacier mapping. *Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden/FRG, June 16–17, 2000* 1: 239–245.
- Paul, F., N.E. Barrand, S. Baumann, E. Berthier, T. Bolch, K. Casey, H. Frey, S.P. Joshi, V. Konovalov, R. Le Bris, N. Mölg, G. Nosenko, C. Nuth, A. Pope, A. Racoviteanu, P. Rastner, B. Raup, K. Scharrer, S. Steffen und S. Winsvold (2013). On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Ann. Glac.* 54(63): 171–182. DOI: 10.3189/2013AoG63A296.
- Pfeffer, W.T., J.T. Harper und S. O’Neel (2008). Kinematic Constraints on Glacier Contributions to 21st-Century Sea-Level Rise. *Science* 321(5894): 1340–1343. DOI: 10.1126/science.1159099.
- Podlech, S. und A. Weidick (2004). A catastrophic break-up of the front of Jakobshavn Isbræ, West Greenland, 2002/03. *J. Glac.* 50(168): 153–154. DOI: 10.3189/172756504781830231.
- Post, A. (1975). Preliminary hydrography and historic terminal changes of Columbia Glacier, Alaska. *U.S. Geological Survey Hydrologic Investigations Atlas* 559.
- Potuckova, M. (2006). Image Matching and its Applications in Photogrammetry. Aalborg University. Dissertation.
- Price, J.C. und W.C. Bausch (1995). Leaf Area Index Estimation from Visible and Near-Infrared Reflectance Data. *Remote Sens. Environ.* 52: 55–65.
- Racoviteanu, A.E., M.W. Williams und R.G. Barry (2008). Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya. *Sensors* 8(5): 3355–3383. DOI: 10.3390/s8053355.
- Racoviteanu, A. und M.W. Williams (2012). Decision Tree and Texture Analysis for Mapping Debris-Covered Glaciers in the Kangchenjunga Area, Eastern Himalaya. *Remote Sensing* 4(12): 3078–3109. DOI: 10.3390/rs4103078.
- Rastner, P., T. Bolch, N. Mölg, H. Machguth, R. Le Bris und F. Paul (2012). The first complete inventory of the local glaciers and ice caps on Greenland. *The Cryosphere* 6(6): 1483–1495. DOI: 10.5194/tc-6-1483-2012.
- Rau, F., F. Mauz, S. Vogt, J.S. Khalsa und Raup B. (2005). *Illustrated GLIMS glacier classification manual*. Techn. Ber.
- Raup, B., A. Kääb, J.S. Kargel, M.P. Bishop, G. Hamilton, E. Lee, F. Paul, F. Rau, D. Soltesz, S.J.S. Khalsa, M. Beedle und C. Helm (2007). Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project. *Comput. Geosci.* 33(1): 104–125. DOI: 10.1016/j.cageo.2006.05.015.
- Reeh, N. (1989). Dynamic and climatic history of the Greenland ice sheet. *Quaternary geology of Canada and Greenland*. Hrsg. von R.J. Fulton. Geology of Canada, The geology of North America, Geological Survey of Canada, Geological Society of America.
- Reeh, N., C.E. Bøggild und H. Oerter (1994). Surge of Storstrømmen, a large outlet glacier from the Inland Ice of North-East Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport* 192: 201–209.
- Reeh, N. und O.B. Olesen (1986). Velocity measurements on Daugaard-Jensen Gletscher, Scoresby Sund, East Greenland. *Ann. Glac.* 8: 146–150.
- Richardson, A.J. und C.L. Wiegand (1977). Distinguishing Vegetation from Soil Background Information. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 43(12): 1541–1552.
- Rignot, E., S. Gogineni, I. Joughin und W. Krabill (2001). Contribution to the glaciology of northern Greenland from satellite radar interferometry. *J. Geophys. Res.* 106(D24): 34007–34019.
- Rignot, E., S.P. Gogineni, W.B. Krabill und S. Ekholm (1997). North and northeast Greenland ice discharge from satellite radar interferometry. *Science* 276(5314): 934–937. DOI: 10.1126/science.276.5314.934.

- Rignot, E. und P. Kanagaratnam (2006). Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet. *Science* 311: 986–990. DOI: 10.1126/science.1121381.
- Rignot, E., M. Koppes und I. Velicogna (2010). Rapid submarine melting of the calving faces of West Greenland glaciers. *Nature Geosci.* 3: 187–191. DOI: 10.1038/ngeo765.
- Rignot, E. und K. Steffen (2008). Channelized bottom melting and stability of floating ice shelves. *Geophys. Res. Lett.* 35: L02503. DOI: 10.1029/2007GL031765.
- Rokach, L. und O. Maimon (2005). Top-Down Induction of Decision Trees Classifiers – A Survey. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics, Part C (Applications and Reviews)* 35(4): 476–487. DOI: 10.1109/TSMCC.2004.843247.
- Rosenau, R., E. Schwalbe, H.-G. Maas, M. Baessler und R. Dietrich (2013). Grounding line migration and high resolution calving dynamics of Jakobshavn Isbræ, West Greenland. *J. Geophys. Res.* 118(2): 382–395. DOI: 10.1029/2012JF002515.
- Rosenthal, W. und J. Dozier (1996). Automated Mapping of Montane Snow Cover at Subpixel Resolution from the Landsat Thematic Mapper. *Water Resources Research* 32(1): 115–130. DOI: 10.1029/95WR02718.
- Rott, H. (1994). Thematic studies in alpine areas by means of polarimetric SAR and optical imagery. *Adv. Space Res.* 14(3): 217–226. DOI: 10.1016/0273-1177(94)90218-6.
- Sakakibara, D. und S. Sugiyama (2011). Ice front variations and velocity of outlet glaciers terminating in Inglefield fjord, the Northwest Greenland. *Third International Symposium on the Arctic Research (ISAR)*. MiraiKan, Tokyo, Japan.
- Sasgen, I., M. van den Broeke, J.L. Bamber, E. Rignot, L.S. Sørensen, B. Wouters, Z. Martinec, I. Velicogna und S.B. Simonsen (2012). Timing and origin of recent regional ice-mass loss in Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334: 293–303. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.03.033.
- Scambos, T.A. und R. Bindshadler (1993). Complex ice stream flow revealed by sequential satellite imagery. *Ann. Glac.* 17: 177–182.
- Schael, M. (2005). Methoden zur Konstruktion invarianter Merkmale für die Texturanalyse. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, Fakultät für Angewandte Wissenschaften. Dissertation.
- Schröder, L. (2010). Eignung fourierbasierter Zuordnungsverfahren zur Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten Grönländischer Gletscher in optischen Fernerkundungsdaten. *Studienarbeit*. Technische Universität Dresden: Institut für Planetare Geodäsie.
- Seale, A., P. Christoffersen, R.I. Mugford und M. O’Leary (2011). Ocean forcing of the Greenland Ice Sheet: Calving fronts and patterns of retreat identified by automatic satellite monitoring of eastern outlet glaciers. *J. Geophys. Res.* 116(F3). DOI: 10.1029/2010JF001847.
- Shekarforoush, H., M. Berthod und J. Zerubia (1996). Subpixel image registration by estimating the polyphase decomposition of cross power spectrum. *Computer Vision and Pattern Recognition, 1996. Proceedings CVPR ’96, 1996 IEEE Computer Society Conference on*. San Francisco, CA: 532–537. DOI: 10.1109/CVPR.1996.517123.
- Shepherd, A., A. Hubbard, P. Nienow, M. King, M. McMillan und I. Joughin (2009). Greenland ice sheet motion coupled with daily melting in late summer. *Geophys. Res. Lett.* 36: L01501. DOI: 10.1029/2008GL035758.
- Shepherd, A., E.R. Ivins, G. A. V.R. Barletta, M.J. Bentley, S. Bettadpur, K.H. Briggs, D.H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin, M. Horwath, S. Jacobs, I. Joughin, M.A. King, J.T.M. Lenaerts, J. Li, S.R.M. Ligtenberg, A. Luckman, S.B. Luthcke, M. McMillan, R. Meister, G. Milne, J. Mouginot, A. Muir, J.P. Nicolas, J. Paden, A.J. Payne, H. Pritchard, E. Rignot, H. Rott, L.S. Sorensen, T.A. Scambos, B. Scheuchl, E.J.O. Schrama, B. Smith, A.V. Sundal, J.H. van Angelen, W.J. van de Berg, M.R. van den Broeke, D.G. Vaughan, I. Velicogna, J. Wahr, P.L. Whitehouse, D.J. Wingham, D. Yi, D. Young und H.J. Zwally (2012). A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science* 338(6111): 1183–1189. DOI: 10.1126/science.1228102.
- Sidjak, R.W. und R.D. Wheate (1999). Glacier mapping of the Illecillewaet icefield, British Columbia, Canada, using Landsat TM and digital elevation data. *Int. J. Remote Sensing* 20(2): 273–284. DOI: 10.1080/014311699213442.
- Simard, M., S.S. Saatchi und G. De Grandi (2000). The use of decision tree and multiscale texture for classification of JERS-1 SAR data over tropical forest. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38(5): 2310–2321. DOI: 10.1109/36.868888.
- Singh, V.P. (2011). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer.
- Soh, L.-K. und C. Tsatsoulis (1999). Texture Analysis of SAR Sea Ice Imagery using Gray Level Co-occurrence Matrices. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37(2): 780–795. DOI: 10.1109/36.752194.

- Sohn, H.-G., K.C. Jezek und C.J. van der Veen (1998). Jakobshavn Glacier, West Greenland: 30 years of spaceborne observations. *Geophys. Res. Lett.* 25(14): 2699–2702. DOI: 10.1029/98GL01973.
- Sole, A.J., D.W.F. Mair, P.W. Nienow, I.D. Bartholomew, M.A. King, M.J. Burke und I. Joughin (2011). Seasonal speedup of a Greenland marine-terminating outlet glacier forced by surface melt-induced changes in subglacial hydrology. *J. Geophys. Res.* 116(F3). DOI: 10.1029/2010JF001948.
- Southard, R.B. und W.R. MacDonald (1974). The cartographic and scientific application of ERTS-1 imagery in polar regions. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 2(4): 385–394.
- Stäblein, G. (1975). Eisrandlagen und Küstenentwicklung in West-Grönland. *Polarforschung* 45(2): 71–86.
- Stearns, L.A. und G.S. Hamilton (2007). Rapid volume loss from two East Greenland outlet glaciers quantified using repeat stereo satellite imagery. *Geophys. Res. Lett.* 34: L05503. DOI: 10.1029/2006GL028982.
- Stone, H.S., M.T. Orchard, Ee-Chien Chang und S.A. Martucci (2001). A fast direct Fourier-based algorithm for subpixel registration of images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39(10): 2235–2243. DOI: 10.1109/36.957286.
- Straneo, F., D.A. Sutherland, D. Holland, C. Gladish, G.S. Hamilton, H.L. Johnson, E. Rignot, Y. Xu und M. Koppes (2012). Characteristics of ocean waters reaching Greenland's glaciers. *Ann. Glac.* 53(60): 202–210. DOI: 10.3189/2012AoG60A059.
- Strozzi, T., A. Luckman, T. Murray, U. Wegmüller und C.L. Werner (2002). Glacier Motion Estimation Using SAR Offset-Tracking Procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40(11): 2384–2391.
- Sturm, M., D.K. Hall, C.S. Benson und W.O. Field (1991). Non-climatic control of glacier-terminus fluctuations in the Wrangell and Chugach Mountains, Alaska, U.S.A. *J. Glac.* 37(127): 348–356.
- Sudgen, D.E. (1978). Glacial Erosion by the Laurentide Ice Sheet. *J. Glac.* 20(83): 367–391.
- Sundal, A.V., A. Shepherd, P. Nienow, E. Hanna, S. Palmer und P. Huybrechts (2011). Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature* 469(7331): 521–524. DOI: 10.1038/nature09740.
- Tachikawa, T., M. Hato, M. Kaku und A. Iwasaki (2011a). Characteristics of ASTER GDEM version 2. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*: 3657–3660. DOI: 10.1109/IGARSS.2011.6050017.
- Tachikawa, T., M. Kaku, A. Iwasaki, D. Gesch, M. Oimoen, Z. Zhang, J. Danielson, T. Krieger, B. Curtis und J. Haase (2011b). *ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results*. Techn. Ber.
- Thomas, R., E. Frederick, W. Krabill, S. Manizade und C. Martin (2009). Recent changes on Greenland outlet glaciers. *J. Glac.* 55(189): 147–161. DOI: 10.3189/002214309788608958.
- Thomas, R.H. (2001). Program for Arctic Regional Climate Assessment (PARCA): Goals, key findings, and future directions. *J. Geophys. Res.* 106(D24): 33691. DOI: 10.1029/2001JD900042.
- Thomas, R.H., W. Abdalati, T.L. Akins, B.M. Csatho, E.B. Frederick, S.P. Gogineni, W.B. Krabill, S.S. Manizade und E.J. Rignot (2000). Substantial thinning of a major east Greenland outlet glacier. *Geophys. Res. Lett.* 27(9): 1291–1294. DOI: 10.1029/1999GL008473.
- Tucker, C.J., D.M. Grant und J.D. Dykstra (2004). NASA's Global orthorectified Landsat Data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 70(3): 313–322.
- USGS (1979). *Landsat Data Users Handbook – Revised Edition*. Arlington, VA: Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- USGS (1984). *Landsat 4 Data Users Handbook*. EROS Data Center, United States Department of the Interior: U.S. Geological Survey.
- USGS (2006). *Landsat 7 (L7) Image Assessment System (IAS) Geometric Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD)*. Techn. Ber.
- USGS (2008). *Imagery for Everyone ...* U.S. Geological Survey, Reston, VA, Technische Mitteilung.
- USGS (2013a). *Global Land Surveys*.
URL: http://landsat.usgs.gov/science_GLS.php [01.11.2013].
- USGS (2013b). *GTOPO30 Documentation*.
URL: <https://lta.cr.usgs.gov/GTOP030> [01.11.2013].
- USGS (2013c). *Landsat Processing Details*.
URL: http://landsat.usgs.gov/Landsat_Processing_Details.php [01.11.2013].

- van As, D. (2011). Warming, glacier melt and surface energy budget from weather station observations in the Melville Bay region of northwest Greenland. *J. Glac.* 57(202): 208–220. DOI: 10.3189/002214311796405898.
- van den Broeke, M., J. Bamber, J. Ettema, E. Rignot, E. Schrama, W.J. van de Berg, E. van Meijgaard, I. Velicogna und B. Wouters (2009). Partitioning Recent Greenland Mass Loss. *Science* 326(5955): 984–986. DOI: 10.1126/science.1178176.
- van der Veen, C.J. (1999). *Fundamentals of Glacier Dynamics*. Rotterdam–Brookfield: A. A. Balkema.
- van de Wal, R.S.W., W. Boot, M.R. van den Broeke, C.J.P.P. Smeets, C.H. Reijmer, J.J.A. Donker und J. Oerlemans (2008). Large and Rapid Melt-Induced Velocity Changes in the Ablation Zone of the Greenland Ice Sheet. *Science* 321(5885): 111–113. DOI: 10.1126/science.1158540.
- van Wie, P. und M. Stein (1976). A Landsat Digital Image Rectification System. *LARS Symposia, Paper 151*. Greenbelt, Maryland: Goddard Space Flight Center: 9.
- Vaughn, B.H., C.F. Raymond, L.A. Rasmussen, D.S. Miller, C.A. Michaelson, C.F. Meier, R.M. Krimmel, A.G. Fountain, W.W. Dunlap und C.S. Brown (1985). *Short-term velocity measurements at Columbia Glacier, Alaska: August–September 1984*. Open-File Report 85-487, Tacoma, Washington, Techn. Ber.
- Velicogna, I. (2009). Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophys. Res. Lett.* 36: L19503. DOI: 10.1029/2009GL040222.
- Walsh, K.M., I.M. Howat, Y. Ahn und E.M. Enderlin (2012). Changes in the marine-terminating glaciers of central east Greenland, 2000–2010. *The Cryosphere* 6(1): 211–220. DOI: 10.5194/tc-6-211-2012.
- Walters, R.A. und W.W. Dunlap (1987). Analysis of time series of glacier speed: Columbia Glacier, Alaska. *J. Geophys. Res.* 92(B9): 8969. DOI: 10.1029/JB092iB09p08969.
- Weertman, J. (1957). On the sliding of glaciers. *J. Glac.* 3(21): 33–38.
- Weidick, A. (1988). Surging glaciers in Greenland – a status. *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelser* 140: 106–110.
- Weidick, A. (1995). *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World – Greenland*. U. S. Geological Survey.
- Weidick, A. und O. Bennike (2007). Quaternary Glaciation History and Glaciology of Jakobshavn Isbræ and the Disk Bugt Region, a Review. *Geological Survey of Denmark and Greenland* (Bulletin 14): 78.
- Weidick, A., C.E. Bøggild und J.T. Knudsen (1992). Glacier inventory and glacier atlas of West Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport* 158.
- Weidick, A., H. Oerter, N. Reeh, H.H. Thomsen und L. Thorning (1990). The recession of the Inland Ice margin during the Holocene climatic optimum in the Jakobshavn Isfjord area of West Greenland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 82: 389–399. DOI: 10.1016/S0031-0182(12)80010-1.
- Weiss, M.S. und C.A. Kulikowski (1990). *Computer Systems that Learn: Classification and Prediction Methods from Statistics, Neural Nets, Machine Learning, and Expert Systems*. San Mateo: Morgan Kaufmann.
- Westfeld, P. (2012). Geometrische und Stochastische Modelle zur Verarbeitung von 3D-Kameradaten am Beispiel menschlicher Bewegungsanalysen. Technische Universität Dresden, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung. Dissertation.
- Whillans, I.M. und S.J. Johnsen (1983). Longitudinal variations in glacial flow: Theory and Test Using Data from the Byrd Station Strain Network, Antarctica. *J. Glac.* 29(101): 78–97.
- Whillans, I.M. und Y.-H. Tseng (1995). Automatic tracking of crevasses on satellite images. *Cold Regions Science and Technology* 23(2): 201–214. DOI: 10.1016/0165-232X(94)00009-M.
- Williams, Jr. und J.G. Ferrigno (2005). *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. USGS Fact Sheet: 2005-3056, U.S. Geological Survey.
- Williams, Jr., D.K. Hall und C.S. Benson (1991). Analysis of glacier facies using satellite techniques. *J. Glac.* 37(125): 120–128.
- Williams, Jr., D.K. Hall, O. Sigurdsson und J.Y.L. Chien (1997). Comparison of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973–92. *Ann. Glac.* 24: 72–80.
- Willis, J.K. und J.A. Church (2012). Regional Sea-Level Projection. *Science* 336(6081): 550–551. DOI: 10.1126/science.1220366.
- Winkler, S. (2009). *Gletscher und ihre Landschaften – Eine illustrierte Einführung*. Darmstadt: Primus Verlag, Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- Wolberg, G. (2004). Handbook of Computer Science and Engineering. Hrsg. von A.B. Tucker. CRC Press. Kap. Sampling, Reconstruction, and Aliasing.

- Woodcock, C.E., R. Allen, M. Anderson, A. Belward, R. Bindschadler, W. Cohen, F. Gao, S.N. Goward, D. Helder, E. Helmer, R. Nemani, L. Oreopoulos, J. Schott, P.S. Thenkabail, E.F. Vermote, J. Vogelmann, M.A. Wulder und R. Wynne (2008). Free Access to Landsat Imagery. *Science* 320(5879): 1011a. DOI: 10.1126/science.320.5879.1011a.
- Wright, J.W. (1939). Contributions to the Glaciology of North-West Greenland. *Meddelelser om Grønland* 125(3): 42.
- Wulder, M.A., J.G. Masek, W.B. Cohen, T.R. Loveland und C.E. Woodcock (2012). Opening the archive: How free data has enabled the science and monitoring promise of Landsat. *Remote Sens. Environ.* 122: 2–10. DOI: 10.1016/j.rse.2012.01.010.
- Young, N.E., J.P. Briner, Y. Axford, B. Csatho und D.H. Rood (2011). Response of Jakobshavn Isbræ, Greenland, to Holocene climate change. *Geology* 39(2): 131–134. DOI: 10.1130/G31399.1.
- Young, W.C. und R.G. Budynas (2002). *Roark's Formulas for Stress and Strain*. McGraw-Hill.
- Zibordi, G., G.P. Meloni und M. Frezzotti (1996). Snow and ice reflectance spectra of the Nansen Ice Sheet surfaces. *Cold Regions Science and Technology* 24(2): 147–151. DOI: 10.1016/0165-232X(95)00018-7.
- Zitová, B. und J. Flusser (2003). Image registration methods: a survey. *Image and Vision Computing* 21(11): 977–1000. DOI: 10.1016/S0262-8856(03)00137-9.
- Zwally, H.J., W. Abdalati, T. Herring, K. Larson, J. Saba und K. Steffen (2002). Surface Melt-Induced Acceleration of Greenland Ice-Sheet Flow. *Science* 297: 218–222. DOI: 10.1126/science.1072708.